

Földtani Közlöny



A MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT
FOLYÓIRATA

БЮЛЛЕТЕНЬ ВЕНГЕРСКОГО
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

BULLETIN DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE HONGRIE

ZEITSCHRIFT DER UNGARISCHEN
GEOLOGISCHEN GESELLSCHAFT

BULLETIN OF THE HUNGARIAN
GEOLOGICAL SOCIETY

T. 109.

No. 2.
(1979)

FÖLDTANI KÖZLÖNY

A MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT FOLYÓÍRATA

109. KÖTET



TARTALOMJEGYZÉK — СОДЕРЖАНИЕ — CONTENU

ÉRTEKEZÉSEK — НАУЧНЫЕ СТАТЬИ — MÉMOIRES

VINCZE J.—FAZEKAS VIA: A mecseki uránérc ásványtani és paragenetikai kérdései — Mineralogical and paragenetical problems of the Mecsek uranium ore	161—198
DR. JASKÓ S.: Az infraoligocén denudáció nyomai a Budai-hegységben — Spuren infraoligozäner Denudation im Budaer Gebirge	199—210
DR. HORVÁTH MÁRIA—DR. NAGYMAROSY A.: Arzhenkiai rétegek és a garábi slir koráról nannoplankton és foraminifera vizsgálatok alapján — On the age of the Rzehakia Beds and the Garáb Schlier in the light of nannoplankton and foraminiferal studies	211—229
DR. SCHNEUR GY.: A dunai magasparton mérnökgeológiai vizsgálata — Ingenieurgeologische Untersuchung der Donau-Hochufer	230—254
SZILÁGYI T.: Albitdiabáz és keratofir telérokzetek a komlói feketekőszén területéről — Albite diabase (keratophyre) dike rocks from the Komló coal deposit	255—272
DR. GIDAI L.: Peremi kifejlődésű eocén rétegsor a Dél-keleti Gerecséből (A gyermelyi Gyt—5. fúrás eocén rétegsora) — Succession stratigraphique éocène à faciès marginal dans le Sud-Ouest de la Montagne Gerece (Colonne stratigraphique éocène du sondage de Gyermely n° Gyt—5.)	273—287

RÖVID KÖZLEMÉNYEK — КРАТКИЕ СООБЩЕНИЕ — NOTICES

DR. BODA J.: Nubecularia-félék (Foraminifera) közetalkotó mennyiségben a hazai szarmatában	288—293
MÉSZÁROS J.: A bakony-hegységi jura fejlődéstörténet néhány kérdése	294—297
DR. GALÁCZ A.—DR. VÖRÖS A.: Hozzászólás Mészáros József „A bakony-hegységi jura fejlődéstörténet néhány kérdése” című cikkéhez	298—300

HÍREK, ISMERTETÉSEK — СООБЩЕНИЕ РЕЦЕНЗИИ — NOTICES, REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	301—304
---------------------------------------------------------------------------	---------

TÁRSULATI ÜGYEK — ДЕЛА ОБЩЕСТВА — AFFAIRES DE LA SOCIÉTÉ	305—311
----------------------------------------------------------	---------

ÉRTEKEZÉSEK

Földtani Közöny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc. (1979) 109. 161–198

A mecseki uránérc ásványtani és paragenetikai kérdései

Vincze János—Fazekas Via*

(3 ábrával, 3 táblázattal, 12 táblával)

Összefoglalás: Szerzők tanulmányukban a lelőhely ércásványtani vizsgálatának újabb eredményeit ismertetik, történeti, kritikai áttekintést adva a korábbi, részben kéziratos munkákról.

Bemutatják az uránoxid-sor ásványainak kifejlődési típusait, a naszturán—coffinit kapcsolatot, a coffinit utáni naszturán pseudomorfózákat, a kíséző ércásványokat, a hidrocsillám—agyagásvány- és a karbonát-kötőanyagot. A mikroszkópi kőzet szöveti összkép, az ércesedés mikromorfológiájának vizsgálata alapján az autigén ásványosodás időbeliségét elemzik; rámutatnak az egymást követő ásványosodási folyamatok ércesedésbeli szerepére és a még jelenleg is nyitott ásványtani- és érogenetikai kérdésekre.

1966-ban a mecseki uránlelőhelyről összefoglaló tanulmányt készített VIRÁGH K. és VINCZE J. „A mecseki uránérclelőhely képződésének sajátosságai” címmel. A tanulmány széleskörű vizsgálatok (ősföldrajzi, telep morfológiai, ásványtani) eredményének összesítéseként foglalta tömören egységre azt a szemléletet, amelyet a lelőhely genetikájáról — lényegében, de korszerűsítve jelenleg is vallunk.

Tanulmányunkban a lelőhely ércásványtani kérdéseit és annak genetikai vonatkozásait vizsgáljuk meg részletesebben — kiegészítve az újabb vizsgálatok eredményeivel —, amely kérdéseket az összefoglaló dolgozat csak általánosságban érintett.

Nagy fontosságot tulajdonítunk a mecseki permben a szénült-, és ásványosodott növényi maradványok ércesedésbeli szerepének (a leggazdagabb ércásvány társulások t.k. ezekkel kapcsolatosak); azonban az utóbbiak érdemi tárgyalása meghaladja dolgozatunk kereteit. Ugyanez vonatkozik a kőzetalkotó- és járulékos törmelékes ásványok vizsgálatára, valamint a nyomelemeloszlásra is, amelyek szintén önálló tanulmányokat érdemelnek.

A lelőhely ásványtani vizsgálatának történeti áttekintése

A lelőhelyen ércásványtani vizsgálatokat először szovjet kutatók végeztek 1956–57-ben. Meghatározták a fő ércásványokat: „naszturán és uránkorom, az utóbbi túlsúlyával, mely a naszturán erős oxidáltságának tulajdonítható”. Megállapították az uránoxidok kötőanyag voltát, sőt arra is rámutattak, hogy „egyes helyeken az uránkorom a homokkő kötőanyagát átszőve korrodálja az egyes törmelékes ásványokat”. Utaltak az ércesedés- és a szénült növényi anyag kapcsolatára is.

* A MFT Dél-dunántúli Területi Szakosztályának 1967. jan. 25-i szakülésén és újabb adatokkal kiegészítve a „20 éves a mecseki érc kutatás” tudományos konferencián (1973. nov. 16.) elhangzott előadások átdolgozott anyaga. Kézirat lezárva: 1978. VI. 15.

A Magyar Állami Földtani Intézetben a hazai uránérc kutatás részére végzett anyagvizsgálat keretében ércásványtani vizsgálatokat is végeztek. A végzett munkák ásványtani- és genetikai eredményeit KRISZ J. (1958, 1960, 1961), ALFÖLDI L. (1958) és MÉHES K. (1959, 1968) foglalták össze, de azok részben kéziratban maradtak.

ALFÖLDI L. pegmatitos származását, kis mennyiségben az ércesedett kőzetben allotigén törmelékgyánnyaként jelenlevő uránásványokról ír (samiresit, brannerit, thorianit, dumonit, davidit), amelyeket röntgen porfelvétellel mutatnak ki.*

ALFÖLDI L. és MÉHES K. is (1959, 1968) fő ércásványnak a kötőanyagként jelenlevő uraninitet és egyéb uránoxidokat tekintették.

Alapvető jelentőségű a mecseki lelőhely ásványtani megismerésében BARABÁS A. és KRISZ J. dolgozata (1958) és KRISZ J. uránásványtani tanulmányai (1961, 1965). BARABÁS A. és KRISZ J. megállapították, hogy az ércesedett uránásványtani képét illetően nem nagy változatosságot mutató ásványtársulás: U-oxidos-pirités érc típus, szegényes és ritka másodlagos uránásvány együttesével.

KRISZ J. mennyiségi sorrendben az alábbi uránásvány fajtákat határozta meg RTG- — optikai — és mikrokémiai módszerekkel:

U⁴⁺ és U⁶⁺-oxidok: uraninit és uránszurokérc változatok

U⁴⁺ és U⁶⁺-szilikátok: coffinit, soddyit.

Uránil-karbonátok: liebigit, metaliebigit, schwartzit, andersonit.

Uránil-szulfátok: zippeit, uranopilit.

Uránil-foszfátok: autunit (?)

Uránil-hidroxidok: clarkeit, fourmarierit (?)

Az uránoxidok közül három módosulatot különít el (kristályos uraninitet, gömböses alakú kollomorf uránszurokércet és koromfekete, poralakú ún. „uránkormot”), — az irodalomból ismert 13 U—O fázis alapján fenntartva további módosulatok előfordulási lehetőségét.

KRISZ J. szerint az uránoxidok gyakran társulnak, egybefonódnak szilikát-ásványokkal, elsősorban soddyittal, amely viszont a hidrocsillámos kötőanyaggal is összenövést alkot. A szulfidos kísérők közül leggyakoribb a pirit. A piriten kívül gyakorisági sorrendben galeinit, kalkopiritet, szfalerit, fakőércet, bornitot, covellint, nikkelint, kobaltint és markazitot mutatott ki. Megjegyezzük, hogy a „hetvehelyi fúrásból” (II. sz. szerkezeti fúrás) leírt, a felsoroltnál gazdagabb szulfidos ásványtársulás már nem a vörös és a szürke színű homokkő határfelületén kifejlődött „éretelepes-zöld” rétegcsoportból származik, hanem az ún. „tarka homokkőből” — erről azonban a szerzőnek nem voltak adatai. (BARABÁS A. újabb rétegtani besorolása szerint (1977) a felsőpermet képviselő rétegtani egységként elkülönített „kővágószőlősi homokkő formáció” három tagozatból áll: (a) „Bakonyi tarka homokkő”, (b) kővágótöltési szürke homokkő” és (c) „cserkúti vörös homokkő. Az urán-éretelepes „zöld homokkő rétegtag” az egymásba fogazódó és egymást helyettesítő tagozatok között az ab-c határfelületen helyezkedik el. A „hetvehelyi fúrás” „tarka” összelete az a) tagozatnak felel meg.)

Az ércásványok egy részét, az uraninitet is beleértve, allotigén mechanikai törmeléknek tekinti, más részüket pedig epigén kialakulásúnak. Az uraninit törmelékek szemmagysági változásából és gyakoriságából a szállítási iránya is következtet. Az ércesedést kísérő ásványgyűttesben hidrocsillámokat, mangán-tartalmú hidroszilikát ásványt, radiobaritot, füstkvartc, dolomitot, Fe-dolomitot (ankerit), sziderit, kalcitot, és a gipszet említi. A konkrecióképződéssel és az ún. „karbonátos faciessel” GROSSZ A.-mal közösen készített tanulmányban (1958) külön is foglalkozott. Ezek közül genetikai szempontból igen fontos szerepet tulajdonít az epigén képződésű hidrocsillámoknak, — különösképpen a króm-hidrocsillámoknak, amelyek „kristálykémiai — geokémiai gát szerepet tölthetnek be: kiszűrtek az oldatban jelenlevő urán egy részét, ami a jelenlevő kovással szilikát alakban (soddyit, coffinit) és a nagyobb redox környezetű helyeken uránoxid alakban vált ki.” További urándúsító szerepük abban állt, hogy „mint cementáló anyagok nagymértékben csökkentették a homokkő pórustérfogatát, így mintegy zárórteget képeztek az antiklinális mindkét szárnyán; az urántartalmú oldatokat stagnálásra készítették, amiből különböző módon és formában epigén uránásványok jöttek létre.” Ez a folyamat „másodlagos urándúsuláshoz vezetett”. Dolgozataiban a hidrocsillámokat (Cr-hidrocsillám, K-hidrocsillám) ásványtaniilag is jellemezte (1958, 1960). A hidrocsillámokat rácsszerkezetileg és optikailag részletesen SZTÓKAY K. I. (1960) vizsgálta. Megállapította, hogy azok kevert-réteges szerkezetű, hidromuszkovithoz közelálló filloszilikátok. A hidrocsillámok késői

* A vizsgált minták gyűjtési helyét nem sikerült tisztáznunk. Valószínűnek tartjuk, hogy a mecseki lelőhelyen kívüli — Th-ritkáfémes — ércesedési nyomokból származnak.

epigén voltát azzal is aláhúzza, hogy képződésükhöz hidrotermális hőmérsékleti tartomány szükséges, amely az üledékek nagymérvű fedettsége idején képzelhető el.

Kiss J. az urán származására vonatkozóan — a hidrotermális Bi-Co-Ni formációt jelöli meg fő U-forrásként, ALFÖLDI L. viszont — a törmelékes kőzetalkotó ásványok összetételét és figyelembe véve — a pegmatitos — granitoid U forrás híve.

Ércásványok. Az ércesedés mikromorfológiája és paragenézise

Az érctelepes összlet törmelékes ásványainak összetételét illetően csupán az előforduló allotigén ásványok felsorolására szorítkozunk, gyakoriságuk sorrendjében. Kőzetalkotó ásványok: kvarc, földpát, effuzív közettörmelékek (kvarcporfir) intrúzív és telérkőzet törmelékek. Járulékos ásványok: leukoxén, maghemit, apatit, muszkovit, biotit, cirkon, turmalin, rutil, korund, ilmenit, szfé.

A kőhányag fő ásványtani típusai: 1. hidrocsillámok-agyagásványok, 2. karbonátok (dolomit, ankerit, kalcit), 3. kvarc-kalcedon, 4. Fe-oxidok-hidroxidok, 5. U-oxidok, 6. szulfidásványok.

Dolgozatunk célja elsősorban nem új, a lelőhelyen eddig ismeretlen ércásványok ismeretése, hanem az ásványi együttesek szövetszerkezeti képeinek és genetikai kapcsolatainak bemutatása. Vizsgálataink során felmerült ásvány-meghatározási problémákat több módszer együttes alkalmazásával (optikai, mikrokémiai, kémiai, DT, Rtg, radiográfiai, lumineszcens stb.) próbáltuk tisztázni. A radiometriai, vegyi- és szinképvizsgálatokat a MÉV Radiometrikus- és Analitikai Laboratóriumai, a Rtg-felvételeket részben a BKI Petrográfiai Osztálya (KISHÁZI P.) részben a FÉMKUT végezték, a derivatográfiai vizsgálatokat SELMECZI B., a FÉMKUT Rtg-felvételeinek értékelését SELMECZI B. és VINCZE J. végezték. Néhány mintából a MÁFI-ban is készült Rtg-diffraktométeres (VIOZSIÁN I. 1965, és RUSCHÁK G. 1978), felvétel. A fényképmellékleteket FÜZV T. (MÉV) készítette.

A karbonátos (és a hidrocsillámos) kőhányagot először FÖLDVÁRI V. (1958) vizsgálta DTA-készülékkel, újjában pedig FÖLDVÁRI M. (1976) készített derivatográfiai felvételeket.

Uránásványok

A mecseki lelőhelyen a fő ércásványokat képviselő uránoxid-sor különböző oxidációs-fokú tagjainak (UO_{2+x}) és a coffinitnek — $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-x}(\text{OH})_{4-x}$ — a bemutatásához feltétlenül szükséges röviden áttekintenünk a szakirodalomban ismertetett uránásványtani kutatások újabb eredményeit.

A fluoritracésú uránoxidoknak a sztöchiometrikustól eltérő összetétele kettős szilárd oldatként fogható fel: $(\text{U}_1^{2+}\text{U}_2^{4+})_{2+x}$. Az $\text{U}^{4+} \rightarrow \text{U}^{6+}$ részleges oxidációt a nyolcas koordinációjú üres rácshelyekre történő szabad oxigén-ionok belépése egyenlíti ki. A természetben a pegmatitosnál alacsonyabb hőmérsékleten képződött uránoxidok rendszerint csak utólagos metamorf átkristályosodás révén jelennek meg kristályos külsővel (uraninit: UO_2), egyébként „kollomorf” gömbös-vesés-szalagos kiválásokat alkotnak (szurokérc) „szferokristályos” belső szerkezettel. Röntgen-diffrakciós porfelvételeiken az uraninit vonalait adják éles, vagy „diffúz” formában; a szélsőségesen oxidált ($\rightarrow \text{UO}_3$) és hidratált (hidronaszturán) tagok röntgenamorfok is lehetnek. Az utóbbiak rendszerint fekete, tömör vagy laza, porszerű képződmények, amelyeket „uránkoromnak” neveztek el, azonban kiderült, hogy uránhidroxidokat- és főképpen coffinitet is tartalmaznak, amelyek nagyobb része metamikt állapotú, röntgenamorf, ún. „izotrópizált coffinit”, de infravörös szinképek alapján mindig kimutatható a SiO_4 -tetraédres szerkezet. Az uránszurokérc, vagy szurokérc nevet általában a naszturán színinimájaként használják a kollomorf kiválási formákra. Mivel azonban ezek ásványtanilag szintén nem egynemű képződmények, hanem mindig tartalmaznak izotrópizált coffinitet, esetleg kovagélt is (amely utólag átkristályosodhat), ezért a továbbiakban naszturán alatt — DÜMKOV JU. M. után — csak a szurokérc tiszta uránoxid ásványtartalmát (fázisait) értjük.

Az uraninit—naszturán sorban a növekvő U^{6+} -tartalmat az ún. oxigén-együtthatóval (O/U) fejezik ki: $2 + \frac{U^6}{U^4 + U^6}$, amely a rendszerezés alapjául is szolgál. A gyakorlatban még ma is jól használható SZOBOLJEVA, M. V.—PUDOVKINA, I. A. — beosztása (1957):

U-oxid fázis	Oxigén-együttható	Mikrokeménység, kg/mm ²	Reflexióképesség 1 %-ban
Naszturán I	UO _{2,16} —UO _{2,33}	600	16—21
Naszturán II	UO _{2,33} —UO _{2,62}	400—600	13—16
Naszturán III	UO _{2,62} —UO _{2,70}	200—400	11—13
Naszturán IV	UO _{2,70} —UO _{2,92}	200	11

DÜMKOV, JU. M. (1973) rendszerezése egybekapcsolja a „folytonos” — és a „nem folytonos” (diszkrét)-homológ sorokat alkotó uránoxid-fázisokat:

Változó összetételű fázisok (bertollidok?)				Szintetikus sztöchiometrikus fázisok (daltonidok)				
Uraninit- és naszturán fázisok	Rácsállandó a ₀ , Å	UO ₂ + x	Homológia	Képlet	Kristályrendszer	Rácsállandók		A c ₀
						a ₀	b ₀	
uraninit	5,48	UO _{1,75}	U _n O _{2n-1}	U ₄ O ₇	szabályos	5,48	—	—
α-naszturán	5,47	UO ₂	U _n O _{2n}	UO ₂		5,47	—	—
	5,46					5,45	—	—
	5,45					5,45	—	—
β-naszturán uraninit	5,44	UO _{2,15}	U _n O _{2n+1}	U ₄ O ₉ U ₇ O ₁₈	négyzetes	5,44	—	—
	5,43	UO _{2,16}						
γ-naszturán	5,42	UO _{2,18}	U _n O _{2n+2}	U ₄ O ₇	határozott és rombos	5,436	—	5,389
	5,41	UO _{2,17}		U ₇ O ₁₄		5,364	—	5,531
	5,40	UO _{2,16}		U ₄ O ₉		3,885	—	4,082
β-naszturán	5,39	UO _{2,15}	U _n O _{2n+3}	U ₇ O ₁₈		6,733	3,665	4,142
	5,38							
ε-naszturán	5,37	UO _{2,17}	U _n O _{2n+4}	U ₄ O ₉	" + amorf	6,713	3,990	4,147
	5,36							
	5,35	UO ₂	U _n O _{2n+6}	UO ₂		—	—	—

Az U^{6+} -tartalom csak részben a radioaktív bomlásból eredő autooxidáció eredménye: míg a magasabb hőmérsékleten képződött U-oxidok eredetileg UO₂-höz közelálló összetételére az UO₂ → β-UO₂ (= U₄O₉) autooxidációs folyamat a jellemző, úgy alacsonyabb hőmérsékleten közvetlenül is képződik nemcsak β-uraninit, hanem nagyobb oxidációs fokú fázisok is. A radiogén ólom az uránt helyettesíti: az UO₂-vel izometrikus- és izostrukturális szerkezetet alkot és a kristályszerkezet rácshibáiba épül be. 2,4-es O-együtthatóig az összes urán négyvegyértékű alakban is jelen lehet, továbbá a természetben nincsenek teljesen vízmentes uránoxidok. A hidronaszturán és az uránhidroxidok kristálykémiái szerkezetének értelmezése az uranil-ionok hidrolízisének problémájával függ össze.

A naszturán pseudomorfózákat alkot a coffinit után, két fő változatban. Az egyik változat tulajdonságai a hidronaszturánhoz közelállóak. Cellamérete az uránoxid sorban a legkisebb (5,38—5,39 Å), a coffiniténál alig nagyobb a mikrokeménysége (200—300 kg/mm²) és reflexióképessége ~ 10%. Mikroszkóppban 1000—2000-szeres nagyításon — salétromsavas maratás után — már megfigyelhető, hogy több ásvány keverékéből áll: a naszturánban kívül izotrópizált coffinitet és ugyancsak izotróp, üveges, sötétzöld vagy vörösbarna színű hidroszilikátot tartalmaz. A másik változat tisztább naszturán, 5,42—5,43 Å cellamérettel. Külső formájában (vesés-, gömbös-, szalagos-, fűrészfogas, nyílhegy alakú-, tűs-, prizmás képződmények) utánozza a coffinitet, sőt a természetben előforduló „tetragonális” uránoxid-fázisokat coffinit után tetragonálissá torzult szabályos celláknak is tekintik. Ez a változat is mindig tartalmaz izotrópizált coffinitet. A gömbös-vesés kiválások belső felépítése szferokristályos: a naszturán sugárirányban kifelé növekvő finom szálakat, rostokat alkot, amelyek mikrométer méretű kockavázaknak a csúcson kapcsolódó láncszerű füzereiből összetettek. A köztes teret és a „láncszemek” közepét izotrópizált coffinit tölti ki. A gömbök középpontjában néha kristályosodási göcként uraninit kocka van, amelyet kifelé egyre lekerekítettebb, koncentrikus növekedési gyűrűk vesznek körül.

A naszturán képződése egyaránt végbemehet az U^{6+} fokozatos redukciójával: $U^{6+} \rightarrow$ oldat $\rightarrow U_3O_8 \rightarrow U_2O_5 \rightarrow U_3O_7 \rightarrow U_4O_9 \rightarrow UO_{2+x}$ vagy az U^{4+} -szilikát (coffinit) oxidációjával: $USiO_4 \rightarrow UO_{2+x} + SiO_2$.

Általános megfogalmazásban a következő analóg folyamatok mennek végbe:

ortoszilikát \leftrightarrow coffinit \leftrightarrow U-oxid-hidrát \leftrightarrow uraninit

? izotrópizált
coffinit és
„nenadkevit”

$USiO_4 \rightarrow U(SiO_4)_{1-x} \rightarrow U(OH)_4 \rightarrow UO_2$
szintetikus coffinit

$ThSiO_4 \rightarrow Th(SiO_4)_{1-x} \rightarrow Th(OH)_4 \rightarrow ThO_2$
Thorit Thorogummit Thorianit

$ZrSiO_4 \rightarrow Zr(SiO_4)_{1-x}(OH)_x \rightarrow Zr(OH)_4 \rightarrow ZrO_2$
Cirkon Cirtolit Baddeleit

A folyamatok megfordíthatók, a naszturánból pl. ún. „regenerált” üde coffinit képződik

A mecseki lelőhely uránoxid ásványai közül a legredukáltabb változat az *uraninit* (UO_2). Jellegetes szabályos kristályformái nagyon ritkák és a naszturán átkristályosodása révén képződnek. Reflexiója és keménysége nagyobb a naszturánénál (17–18%), a naszturán-mezőből kiemelkedő relieffel. A kristályok mérete mindössze 5–15 μm (IV. tábla. 1a).

A naszturán I és II valamivel alacsonyabb reflexiójukkal (14,5–16,9%), kisebb keménységükkel (600–820 kg/mm²) és főleg jellegetes kiválási formáikkal különböznek az uraninitől. Jól polírozhatók. Monokrómás fényben a naszturán I reflexióértékei:*

hullámhossz, nm	464	557	588	643
reflexió %-ban	17,6	13,5	13,6	11,6

Rácsszerkezetüket tekintve különböző „uraninit-naszturán fázisokat” képviselnek: α ($= UO_2$), β ($= U_4O_9$) és γ ($= U_3O_7$). A jellemző cellaméretek: $a_0 = 5,467$ Å, $5,436$ – $5,441$ Å, $5,42$ – $5,433$ Å (I. táblázat). Az α -fázis összetételét (oxidációs fokát) illetően is még tk. uraninit, de már kolloform megjelenéssel. A naszturán I–II kiválási formái: szalagos, vesés, karélyos, gömbös, gyakran ritmikus összenövésben hidrocsillámokkal, vagy gyűrű alakú kiválásokként a coffinittel és a pirittel együttesen a törmelékes kőzetalkotó ásványszemcsék körül (VII. tábla, V. tábla, 1.). Gyakran tartalmaz apró, hintett szulfidásványokat, főleg galenitet (VI. tábla).

Zsugorodási repedéseit gyakran galenit, pirit és kalkopirit tölti ki (VIII. tábla, 3, 4). Uralkodóan típusos „redukált érceken” az ásványosodott növényi anyagban vagy annak környezetében található. Késői generációként repedésekben, üregekben is megjelenik, pl. kalcitérben (VIII. tábla 1, 2).

* A reflexióképesség mérését „fehér” fényben szelén fényelemmel + skála-galvanométerrel (1.10^{-10} Å érzékenység), valamint monokrómás fényben FMLE–1 típusú lumineszcenciás mikrofotométerrel végeztük (az elektronsokszorozó-cső típusa FEU–79).

Urándioxid fázisok a röntgen
Uranium oxide phases as suggested
I. táblázat —

Összehasonlító adatok													
Uraninit							Naszturán („Szurokérc”)						
	Szintet. ASTM	ASTM MIHEJEV	Th-men- tes (hid- roterm.)	SZIDO- RENKO	RAM- DOHR.	N(IV) oxid ASTM- Fink	U ₃ O ₈ szintet.	U ₃ O ₈ szintet.	Szido- renko	SZOBOLJEVA-PUDOVKINA			
										I.	II.	III.	IV.
a ₀ Å	5,46	5,42	5,45	5,485	5,47	5,475	5,44		5,38	5,44—5,36			
hkl	dn/n												
111B		3,428						3,439		3,38	3,431		
111	3,14	3,112	3,14	3,163	3,16	3,16	3,129		3,09	3,063	3,108	3,091	3,123
200	2,73	2,698	2,71	2,747	1,935	0,74	2,756		2,68	2,664	2,68	2,713	2,714
220	1,926	1,927	1,93	1,934	1,648	1,93	1,932	2,633	1,900	1,897	1,92	1,918	1,912
311	1,645	1,643	1,64	1,654		1,65	1,638	1,936	1,634	1,619	1,638	1,638	1,630
222	1,574	1,564	1,59	1,587			1,564	1,585	1,558	1,550	1,564	1,564	
400		1,358					1,328	1,376		1,344	1,352	1,354	
331							1,266	1,246	1,245	1,230	1,242	1,244	1,239

* — A coffinit utáni pseudomorfóza kristályfázisokat a II. táblázatban.

A coffinit utáni pseudomorf uránoxidok
X-ray diffraction peaks of post-coffinite
II. táblázat —

Cseh-Szász Érchegység (DUMKOV. JU. M. R. 1973.)							KLV-II*	
a ₀ Å	5,38	5,38	5,39	5,39	5,40	5,40	5,38	5,40
hkl	dn/n							
111	3,12	3,10	3,11	3,10	3,11	3,11	3,100	3,121
200	2,70	2,69	2,70	2,69	2,70	2,70	2,691	2,704
220	1,908	1,904	1,912	1,913	1,912	1,915	1,903	1,908
311	1,624	1,621	1,629	1,63	1,624	1,633	1,62	1,629
400	1,357				1,352			
331	1,235	1,237	1,240	1,238	1,239	1,233		

* Két pseudomorf kristályos fázis különíthető el.

Az erősebben oxidált naszturán változatok: *naszturán III—IV* reflexiója 10,5—13 %, mikrokeménysége átlagosan 480 kg/mm², vékonycsiszolatban széleiken barnán áttetszők (coffinit szegély, X. tábla, 5). Gyakori jelenség a különböző oxidációs fokú tagok együttes megjelenése gócek, fészkek, szalagok alakjában, továbbá finomhalmazos összenövéseként, amelyek egymást is helyettesítik. A gócek közepén gyakran pirit, ritkábban egyéb szulfidásvány található. Megfigyelhető az is, hogy a góc középső részét az oxidáltabb naszturán III—IV és coffinit—hidronaszturán, peremi részét viszont naszturán I—II alkotja szalagos szegélykiválással. A fordított sorrend ugyanilyen gyakori. Az uránoxidok a szulfidásványokkal kolloid szerkezetű gócek is alkotnak, ahol uránoxid és szulfidásvány sávok váltakozva ismétlődnek.

A naszturán IV az izotrópizált coffinittől és a hidronaszturántól optikailag nem különíthető el. A vázolt szöveti kép az uránoxidos-szilikátos ércekben vég-

diffrakciós csúcserőterek alapján
by X-ray diffraction peaks
Table I

Mecseki lelőhelyi ércminták												
	I/754	U-III	I-V-6	I-SZOMI	KLIV-II*	KL-1886	IV-1*	IV-3-4	IV-BF	IV-R	I-H	I-218-V
	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇	UO ₂	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇	U ₂ O ₇
a, Å	5,342	5,436	5,442	5,433	5,42	5,431	5,467	5,429	5,425	5,441	5,441	5,423
dn/n												
111B		3,405										
111	3,137	3,135	3,14	3,135		3,134	3,14	3,138	3,131	3,145	3,145	3,129
200	2,719	2,72	2,724	2,716	2,712	2,717		2,714	2,708	2,727	2,718	2,716
220	1,919	1,922	1,919	1,912		1,917	1,929		1,917	1,922	1,924	1,92
311	1,635	1,641	1,641	1,641	1,635	1,638	1,643	1,638	1,637	1,641		1,64
222	1,570	1,569	1,574	1,574	1,565	1,570	1,593	1,569	1,569	1,594		1,569
400												
331												

For cristal phases of post-coffinite, pseudomorphs see Table II,

Rtg.-diffrakciós csúcserőterek
uranium oxide pseudomorphs
Table II

Mecseki lelőhelyi ércminták								
IV-1*		KL-1925	IV-O	XX-1960	KL-1923	II-V-6	KL-1631	KL-1550
5,38	5,40	5,39	5,40	5,40	5,40	5,41	5,42	5,425
dn/n								
3,108	3,124	3,103	3,113	3,113	3,124	3,113	3,129	3,189
2,678	2,70	2,693	2,702	2,70	2,708	2,70	2,712	2,708
1,904	1,911	1,907	1,911		1,909	1,917	1,913	1,915
1,625	1,63	1,631		1,633	1,624	1,638	1,635	
								1,357

Two pseudomorphous crystal phases can be distinguished.

bement többszörös átalakulási, áthalmozódási folyamatokról tanúskodik, lehetetlenné téve az elsődleges uránásványosodás oxidos vagy szilikátos jellegének eldöntését.

A naszturán egy része típusos coffinit utáni pseudomorfóza: a β – γ fázisban jellegzetes pseudomorf mikroformákkal (IV. tábla, 2), a további fázisokban izotropizált coffinittel és kovagéllal kevert szövettel. Az utóbbi pseudomorfózák rácsállandói: $a_0 = 5,38$ – $5,425$ Å (II. táblázat).

Az „uránkormok” gyűjtőnév alatt mindazokat a naszturánból, hidronaszturánból, uránhidroxidból, szénült növényi anyagból, agyagásványokból és coffinitből álló finomszemcsés kevert ásványhalmazokat egyesítettük, amelyek mikroszkópos vizsgálattal nem különíthetők el egymástól. Vékonycsiszolatban barnásfeketék, helyenként barnásan áttetszők. Nem, vagy nagyon rosszul polirozhatók. Makroszkóposan fekete, vagy majdnem fekete, mállo, porszerű képződményként jelennek meg az erősen oxidált ércekben, töredezett zónákban,

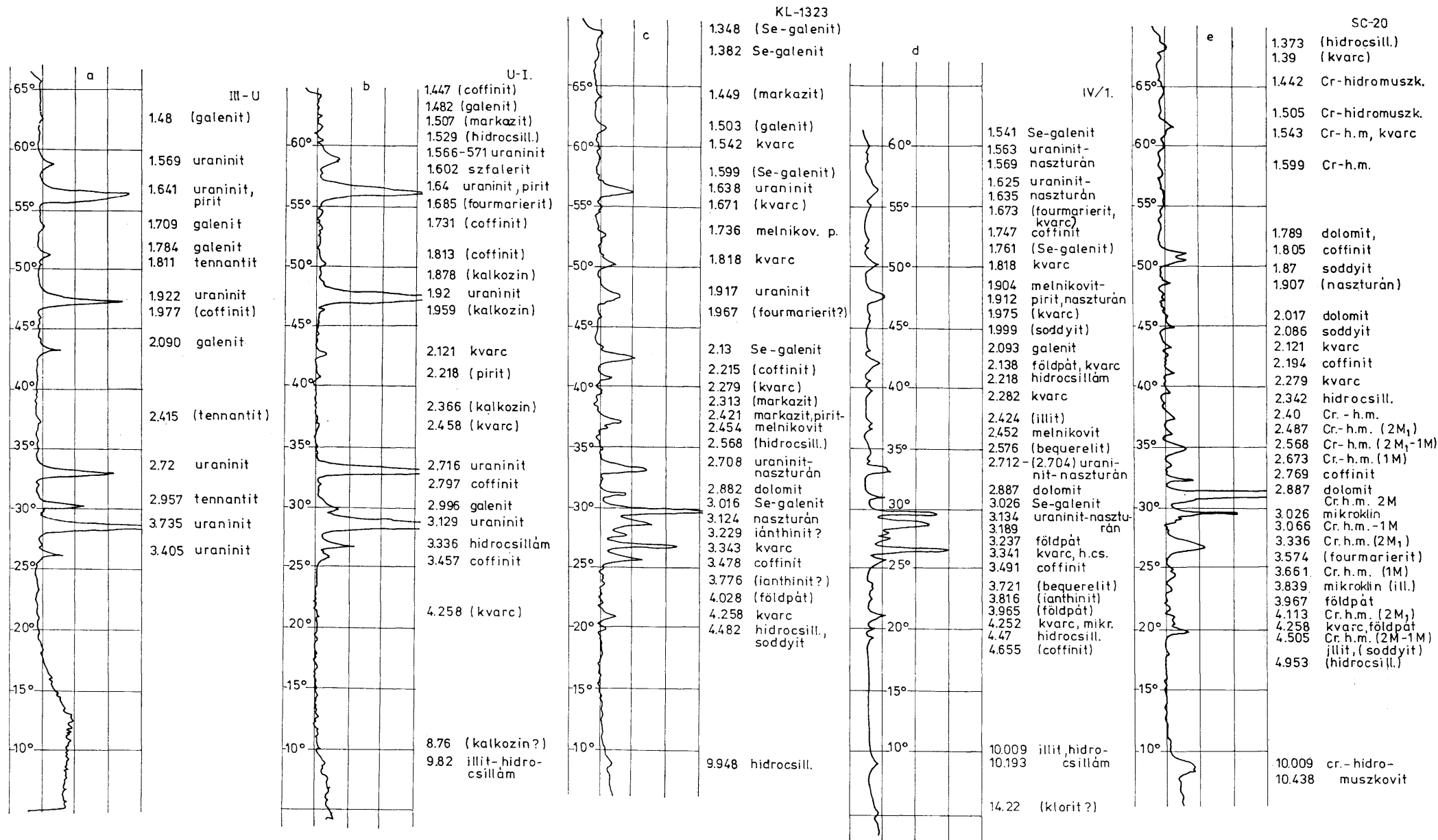
Összehasonlító adatok								
Bázisos U-szili- kát ASTM- Pink	Mesa County Cdo.	SZIDORENKO 1960.	NAZARENKO-DUMKOV (1973) adatai				I/754	I-218-V
4,66	4,66	4,67	4,63	4,67	4,66	4,63	4,708	4,655
3,47	3,47	3,51	3,47	3,49	3,47	3,48	3,468	3,458
2,78	2,78	2,81	2,78	—	—	2,79	—	2,797
2,64	2,64	2,66	2,63	2,63	2,63	2,62	2,675	2,65
2,18	2,18	2,189	2,17	2,20	2,18	2,18	2,161	—
1,84	1,84	1,855	1,846	1,856	—	1,85	1,852	1,847
1,80	1,801	1,813	1,806	1,813	1,805	1,808	1,814	1,813
1,74	1,737	1,742	1,738	1,746	1,745	1,747	—	1,731

a litoklázisokban, és réteglapokon bevonatként is (V. tábla, 3.). A röntgen porfelvételeken az uraninit(!) és coffinit csúcsai azonosíthatók, vagy metamikt, ill. izotropizált állapotokban egyik sem, továbbá becquerelit, fourmarierit, ianthinit, epianthinit, clarkit, curit, bauranoit(?) — metacalcioiranoit(?) jelentkeznek „bizonytalan elegyrészként”: mintánként az uralkodó változattól függően jelenik meg a diffraktogramokon néhány jellemző csúcs (2. ábra). Vékonycsiszolatban csak a vörös, barna, sárga színekben áttetszők azonosíthatók, mikroradiográfiaik alapján (III. tábla, 2.).

Az „uránkorom” naszturán helyett — főleg az oxidált ércekben — a törmelékes ásványok bekérgeződéseként, a kötőanyagban póruskitöltésként elterjedtebb a naszturánnál (V. tábla, 1.). Szénült növényi anyag helyettesítőjeként (pl. feloxidálódott szenes mikrorétegzés pszeudomorfozójaként) önállóan, vagy a naszturánt szegélyezve is gyakori. Sajátos „uránkormos” képződmények a dúsan ércesedett homokkővekben található fekete aleurolit törmelékek. Ezek a rétegsor iszap finomságú szénült növényi anyagot tartalmazó ártéri üledékeinek „helyben” áthalmozott törmelékei, amelyek új környezetükben ércesedtek vagy csak a szegélyükön, vagy egészükben. Ércesedésük gyakran zónás: a törmelék szegélyén naszturán szalaggal, belsejükben szórt eloszlású szubmikroszkopos méretű „uránkorom” (azaz izotropizált coffinit + U-oxid) tartalommal, amelynek mennyisége többnyire a szemcse belseje felé csökken (I. tábla, 4.).

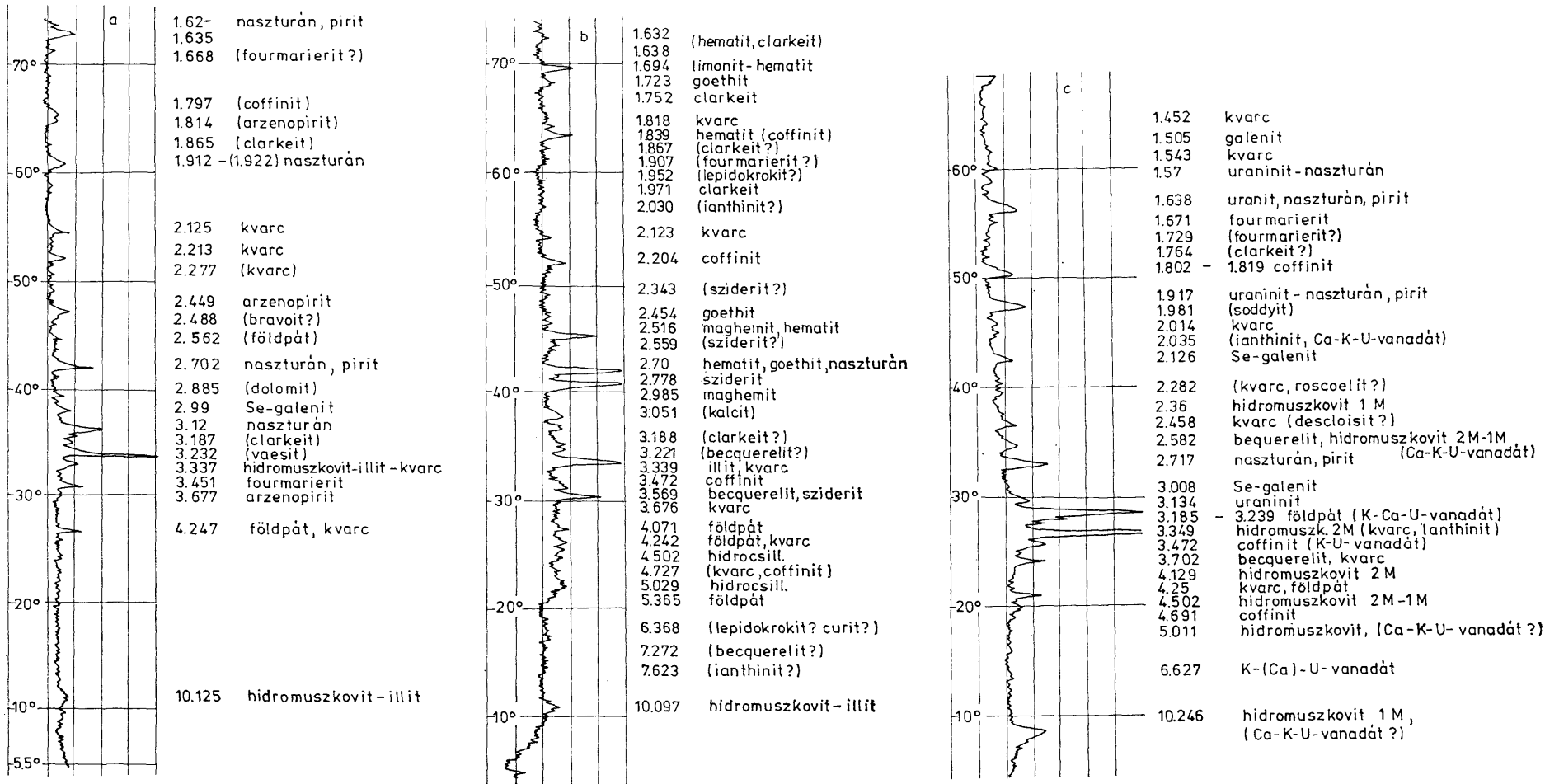
Koncentrikus, gyűrűs ércesedésük — szulfidásványokkal, váltakozóan erősebben és gyengébben ércesedett övekkel — is gyakori. Az I. tábla 4. ábráján babszemnyi méretű és alakú aleurolit kavicsban finom pirithintés-gyűrű, a IV. tábla 1.a. ábráján egy ilyen gyűrűsen ércesedett kavics részlete látható. Néha zsugorodási repedések is szabdalják és az erősen ércesedettek „törmelékes szurokércre” emlékeztetnek.

Törmelékanyag kizsorítási jelenségek: A törmelékanyagot kizsorító uránoxidok között a naszturán-sor oxidáltabb tagjai és az „uránkorom” vannak túlsúlyban. Az uránoxidok a pirittal, karbonátokkal és hidrocillámokkal együtt elsősorban a kvarcporfir (felzit) törmelékeket és a földpátokat támadják meg. Jól megfigyelhetők a korrodálás különböző fázisai, amelyek dús ércekben gyakran a törmelék teljes kizsorításával végződnek (XI. tábla, 1, 2; VII. tábla, 3, 4, 6; I. tábla, 1, 2). A végső képződmény törmelékes uraninitre hasonlíthat (I. tábla 3; II. tábla 1; V. tábla, 2.). Kisebb mértékben a kvarc- és kvarcit törmelékeket is korrodálják az U-oxidok, főleg a széleken, repedésekben. Igen ritkán megfigyelhetők uránoxidos kizsorítási jelenségek muszkoviton (XI. tábla, 3), biotiton, ilme-



1. ábra. Röntgen diffraktogramok, FÉMKUT felvétel 1971. Értékelte VINCZE J.: a-b) Szurokércsek (III. U. és U I. minták), c) Nehézásvány dúsítmány (KI-1323. minta), d) Nehézásvány dúsítmány, „nyújtott” felvétel (IV/1. minta), e) Cr-hidrocsillám dúsítmány (SC-20. minta)

Fig. 1. X-ray diffractograms, I. analysed in FÉMKUT 1971. Interpreted by J. VINCZE. a-b) pitchblendes (samples III.U and. U I.), c) heavy mineral concentrate (sample KL-1323), d) heavy mineral concentrate, a „prolonged” diagram sample IV/1), e) Cr-hydro- mica concentrate (sample SC-20)



2. ábra. Nehézasvány dúsítványok röntgen diffraktogramjai, KISHÁZI P. felvétele 1971. Értékelte KISHÁZI P. és VINCZE J.: a) XRE-2502/2505. minta, b) GCS-4/3. minta, c) KL-1886. minta

Fig. 2. X-ray diffractograms of heavy mineral concentrates, I. (Analyst: P. KISHÁZI, 1971; interpretation by P. KISHÁZI and J. VINCZE). a) Sample XRE-2502/2505. b) Sample GCS-4/3. c) Sample KL-1886

diffrakciós csúcserképei
peaks of coffinite
Table III.

Mecseki lelőhelyi coffinit								
KLIV-II	KL-1886	KL-1631	IV-1	XX-1960	I-II	FGL-45	I-SZOMI	IV O + R
4,638	4,69	4,644	4,655	4,717	4,70	4,646	4,621	4,671
3,465	3,472	3,478	3,491	3,456	3,467	3,499	3,499	3,50
2,784	2,826	2,778	2,816	2,804	2,778	—	2,778	2,774
2,642	—	2,642	2,627	2,639	—	—	2,627	2,667
2,191	—	2,161	2,191	—	2,195	2,196	—	2,180
—	1,852	1,857	1,837	1,852	1,853	1,857	—	1,847
1,805	1,810	1,811	1,807	1,802	1,728	1,807	1,813	1,808
1,733	1,729	—	1,745	—	—	—	—	—

niten, leukoxénen is. Az ércben megfigyelhető „lemezes naszturán” kiválások valószínű, hogy csillám utáni pszeudomorfozások.

Coffinit. Jelenlétét Kiss J. röntgen porfelvételek alapján mutatta ki és mikroszkóppal is azonosította. A röntgenamorf, izotrópizált „uránkoromszerű” változattal együtt elterjedése és ércesedésbeli jelentősége jóval nagyobb, mint ahogy azt korábban feltételeztük (1967). Eddigi vizsgálataink során a következő mikroszkópos megjelenési formáival találkoztunk:

a) Friss, dohánybarna színű, anizotróp kiválások. Alakjuk leggyakrabban gömbös-szferolitok (X. tábla, 3, 4.), ritkábban szalagos, (X. tábla, 5), még ritkábban prizmás-kristályos (X. tábla, 6.). A kristályok mindig hiányosak, gömbültek, rendellenesek. Az uránoxidok-hidroxidok kiválásait szegélyezi, vagy önálló szemcsékben fordul elő. Ez a jellegzetesen regenerált coffinit optikailag és röntgenesen (III. táblázat) igen jól azonosítható. Minden érc típusban előfordul, kivételes esetekben önálló pirites-coffinites ércet is alkothat.

b) Félig izotrópizált, még kielégítően felismerhető dohánybarna-sötétbarna coffinit — fokozatos átmenettel a teljesen izotrópizált, opak, metamikt változatba (II. tábla, 2; V. tábla, 1; VI. tábla, 3, 4.). A naszturán IV-től, a hidronaszturántól és a fekete-barnásfekete uránhidroxidoktól optikailag nem különül el. Reflexiója 5,3—8,5%. Monokromás fényben az izotrópizált coffinit reflexióképességének hullámhossz szerinti változása igen jelentős:

hullámhossz nm	464	557	588	643
reflexióképesség %-ban	9,0	5,4	5,7	5,0

Metamikt állapota miatt a röntgen porfelvételeken nem ad reflexiós csúcst. Egyes ércesedett zónákban a magas U^{4+} tartalom arra utal, hogy ott az ércásványok jelentős részét alkotja (uránoxidos-szilikátos érc típus).

c) A naszturán kiválások szélein néha tetragonális prizma kristályformák — coffinit utáni naszturán pszeudomorfozások — figyelhetők meg (X. tábla 2, 1; IV. tábla, 2), amelyek nemcsak külső formájukban, hanem rácsszerkezetükben is részben megőrizték a coffinit szerkezetet (γ — és β — „tetragonális” urán-oxid fázisok).

A naszturán kötőanyag sávok, szalagok, fészkek között, vagy azokat szegélyezve igen gyakoriak a naszturánból, izotrópizált coffinitből összetett, „lyukacsos — sejtcs” átmeneti zónák (VI. tábla, 2, 5), a naszturán mezőn belül pedig a coffinitnek naszturánra és kovagélre történt szétesési termékei: kvarc + izotrópizált maradvány coffinit („hangyás TV-képhez hasonló naszturán mező”: IV.

tábla, 6.). Éremikroszkópban — nagy nagyításnál is egyneműnek látszó gömbös-vesés-szalagos naszturán — salétromsavas étetés után lyukacsos — sejtes szerkezetet mutat, sugárirányú láncokba rendezett szferolitos felépítéssel (VIII. tábla, 5).

Röntgen-fluoreszcens felmennyiségi szinképadatok szerint (VSZEGERI, Leningrád (1977)) az 50% U tartalmú szurokérc dúsítmányok Si tartalma 10%, 2% Al, 0,8% Mg, 1,1% Ca, 7% Fe, 0,15% Mn, 2% Ti, 0,6% V, 0,05% Cu, 0,15% Pb, 0,7% As, 0,3% La, és 0,03% Th tartalom mellett. (A nagy Fe tartalom a pirit-szurokérc szét nem választható összenövéseiből ered.) Elméletileg a tiszta coffinit 8,47% Si-ot (= 18,19% SiO₂) tartalmaz. Így a szurokérc dúsítmány elemi összetétele alapján nyilvánvaló, hogy a Si-tartalom súlynyomó része a coffinitől ill. lebontási termékeinek jelenlétéből ered. A „Kameka” tip. mikroanalizátorral ugyanitt elemzett szurokérc (véleményünk szerint naszturán) 70–78% U-tartalom mellett már csak 2% Si-ot tartalmaz (PAVSUKOV, V. V. elemzése). Egyéb elemzett összetevők: 0,1% Th, 0,1% RF, 1% Ca, 0,2% Ti, 0,3–0,6% Pb. Két „tiszta” szurokércminta (nem dúsítmány!) röntgen diffraktogramját az 1.a.b. ábrákon, naszturán fázisait az I. táblázatban mutatjuk be. Ugyanezen mintáknak a MÉV Analitikai Laboratóriumban végzett néhány elemzési adata:

Minta jele	U%	U ⁴⁺ rel%	Th%	Pb%	RFΣ%
U-I	56,87	63	nem vizsgálták		0,32
III-U	64,88	75	0,008	8,3	0,29

Minta jele	Ce%	V%	Cu%	Se%	Zn%
U-I	0,060	0,5	0,15	0,15	~ 1
III-U	0,058	0,6	0,03	0,02	0,01

Az U⁴⁺rel.% alapján az U-I. jelű minta γ-fázisú naszturán II-nek, a III-U jelű minta β-fázisú naszturán I-nek felel meg. A III-U jelű naszturán mintá izotropizált coffinitet is tartalmaz, de csak részkittöltésként (VI. tábla, 3,4), ami számottevően nem befolyásolja az U⁴⁺ tartalmat.

Általában, ha a szurokérc csak az uraninit-naszturán sor növekvő oxidációs fokú tagjaiból és annak hidratált módosulataiból állna, úgy a minták rel.U⁴⁺%-ával, mint kémiai adattal egyértelműen jellemezni lehetne átlagos naszturánsorbeli összetételét. Azonban a minták egy része változó mennyiségben coffinitet is tartalmaz, így valójában ezen minták naszturánja többé-kevésbé oxidáltabb az U⁴⁺-tartalom alapján várhatóanál. Viszont éppen az izotropizált coffinit-tartalom miatt a régebben erősen oxidáltnak vélt „uránkormos” minták egy része redukáltabb lehet a csak naszturán I-II-t tartalmazó ércéknél is. Naszturánt alig tartalmazó „uránkormos” mintákban nem ritka a 75 rel.%-ot meghaladó U⁴⁺-tartalom, ami 2,25-ös oxigén-együtthatónak felel meg. Mintegy 400 U⁴⁺ elemzési adat alapján az U⁴⁺-tartalom változásában a mecseki lelőhelyen két tendencia állapítható meg. Egyrészt a mélység felé haladva lassan növekszik az U⁴⁺ részaránya (a felszínközeli 33%-ról az ún. „mélyszinti ércéknél” 45–60%-ra) — aminek oka a mélység felé egyre redukáltabb naszturán. Másrészt az adott ércesedési szintnek a helyi redox fronttól függő pásztás területi változása érvényesül, amely coffinitben gazdagabb „redukált érc típusokat” és szegényebb „oxidált ércet” (rozsdavörös ércet) eredményez.* Azonos mélységi övezeten belül a két típus közötti U⁴⁺rel.% különbség 10–15%-nyi. Az érc U⁴⁺ tartalmának települési mélység szerint az alábbi gyakorisági eloszlást mutatja a „naszturán fázisok” szerinti csoportosításban.

U ⁴⁺ rel. % 0 együttható	88 2,12	88–75 2,15–2,25	75–67 2,25–2,33	67–60 2,33–2,40	60–50 2,40–2,50	50–40 2,50–2,60	40–33 2,60–2,67	33–25 2,67–2,75	25 2,75
Gyak. átlagos	0,8	7,5	11,7	13,7	23,3	23,8	7,0	6,2	5,9
% mélyszinti érc	1,9	14,0	19,6	14,0	24,3	13,8	6,5	1,9	4,7
nem mélyszinti érc	—	1,2	—	3,6	18,0	34,9	13,3	15,7	13,3

* Az érc redox típusait (oxidált- és redukált érc típus) illetően I. VIRÁGH K., VINCZE J. (1967) irodalmat.

Másodlagos (uranil-) uránásványok. Az uranil-karbonátok, szulfátok és foszfátok a felsőbb bánya-szinteken is ritkák (csak a legfelső oxidációs zónában gyakoriak), a mélyebb bányaszinteken pedig csak kivételesen, tektonikailag töredezett zónákban, öreg álló fejtésekben (V. tábla, 4.) fordulnak elő. Vizsgálataink során *uranohallit-schwarzit*, *uranopilit-zippeit* és *autunit* voltak kimutathatók, lumineszcenciájuk és mikrokémiai reakciójuk alapján.

A Kiss J. által ismertetett *soddyit* (1961), — bár mint uranil-szilikátot általában az oxidációs övek ásványaként írják le — a mecseki lelőhelyen mindenütt előfordul a *coffinit* — hidrocsillám paragenézisben azokon a helyeken, ahol a környezet viszonylag oxidált, így U^{4+} -szilikát (*coffinit*) helyett U^{6+} -szilikát (*soddyit*) képződik, vagy a *coffinit* oxidálódik *soddyit*-vá. Mennyisége azonban nem számottevő, így gyakorlatilag az érc U^{4+}/U^{6+} arányát nem módosítja. Mind a nehézasvány frakciók, mind a hidrocsillám dúsítmányok diffraktogramjain megjelenik néhány csúcsa, de más uránásványok és a hidrocsillámok elfedik (1., 2. ábra).

Szulfidásványok

Az érc szulfidásvány tartalmát illetően gyakorisági sorrendben az alábbi sor állítható fel: pirit, galenit, kalkopirit, markazit, szfalerit, fakóérc, kalkozin, covellin, arzenopirit.

Pirit. Az uránércesedés állandó paragenetikus kísérője. Vagy az uránoxidokkal együtt található, vagy önálló, piritesezett zónákat alkot. „Gömbalakú” kiválásokban („baktériumpirit”), szabálytalan alakú kristályhalmazokban és pentagondodekaeder, vagy kocka alakú kristályokban fordul elő. A legidősebb piritkiválások a gömbhalmazos baktériumpirit, amelyek legnagyobb mennyiségben szénnült növényi anyagok környezetében találhatók.

A „gömbhalmazos” vagy más néven „framoid-pirit” mikromorfológiájának és genetikájának az utóbbi 15 évben szinte önálló szakirodalma alakult ki. Nagy nagyításnál (fázis-kontraszt- és elektronmikroszkópban) egy részükről kiderült, hogy nem is gömbalakúak, hanem ellipszoidálisak, vagy szögletesek, ill. sokszögűek, sőt pentagondodekaederek; továbbá az 5–25 μm átmérőjű „piritgömbök” sokszögű, szabályos, sejtyszerű alakzatba rendezett, 0,5–1., vagy néhány μm -es szemcséből állnak („poliframboidok”), vagy pedig szferoidális szerkezetű aggregátumok. Sokkal elterjedtebbek, mint korábban hitték. Bár képződésükhöz a legkedvezőbb feltételeket a vasszulfid nyújtja, egyéb szulfidok (pl. kalkozin), valamint vasoxid stb. anyagú framboidok is ismertek. Keletkezésüket illetően a „szervetlen” és a baktériumeredet egyaránt bizonyították modellkísérletekkel, recens üledékek vizsgálatával stb., azonban a természetes közegekben a közvetett baktérium közreműködéssel mindig számolni kell. Pl. 5,5 pH-nál redukív közegben Fe^{2+} -hidroxid „koacervátum” kolloid cseppek képződnek, amelyet szerves anyag (humuszsav) stabilizál. Ez H_2S hatására először vas-monoszulfiddá, majd -diszulfiddá alakul. A közvetett szerep itt a szulfátredukáló baktériumok (*Desulfovibrio*) H_2S termelésén keresztül valósl. A framboidok baktérium-, alga-, pollen-pszeudomorfotázként is megjelenhetnek, ami viszont nem jelent mindig közvetlen genetikai kapcsolatot. A mecseki lelőhely uránércében előforduló „framoid” típusokat a IX. tábla 2–3. képein mutatjuk be. A VIII. tábla 1. képén látható finom szemcseshalmazos pirit tömör, „ikrás” szerkezetű gyűrűket (VII. tábla, 5), kötőanyag részeket is alkot (gélpirit, melnikovit-pirit), sőt az uránoxidokkal és a *coffinit*-tel együttesen a kötőanyagot részben, vagy egészében helyettesítik: pirit-szurokérc kötőanyag (I. tábla, 3). Ugyanezen ábrán az egységesnek látszó piritmező a radiográfián nem mutat az U dúsulásában változást, mivel az uránoxidok „átszivik” a piritsezemcsék közti teret.

Az ércben a pirit több generációban képződött. Egy részük idősebb az urán-ércesedésnél (VII. tábla, 3, 4) másrészük egyidejű (ritmusos kiválás, VII. tábla, 5) vagy fiatalabb (VIII. tábla, 3). A legfiatalabb piritok a jól fejlett kristályok.

A piritok néhány %-a nikkelt tartalmaz: *Ni-pirit*, *bravoit(?) vaesit(?)*. Az ilyen minták szulfidos nehézfrakciójának Ni tartalma eléri az 1 %-ot. (Az érc átlagosan mindössze 40 g/t Ni-t tartalmaz.) A Ni-dús nehézfrakciók röntgen diffraktogramjain a főbb csúcsok a következő változatokban jelennek meg:

Pirit	Bravoit	Vaesit	Mecseki lelőhelyi minták		
(RAMDOHR, P. után)			KL-1631	XX-1960	XRE-2543
		3,24	3,235	3,235	3,238
2,76	2,77	2,89	2,778; 2,891	2,788; 2,897	2,764; 2,886
2,46	2,49	2,45	2,454	2,45; 2,495	2,458; 2,514
1,645	1,675				1,67

Galenit. A piritnél még szorosabban kapcsolódik az uránoxidokhoz. Leggyakrabban megfigyelhető kiválási formája: finoman hintett, szabálytalan, vagy szabályos (kocka, „vánkos” alakú) és dendrites (VI. tábla, 1, 2) kiválásokat, ereket alkot az uránoxidok belsejében. (Egyidejű képződés.) Későbbi, de szintén egyidejű generációban az U-oxid „felhőszerűen” szételegyedik a galenitben (VI. tábla, 3.). A naszturán zsugorodási repedéseiben is megjelenik kitöltésként. Ezenkívül önálló kiválásokat (hintéseket, fészkeket, szalagokat) is alkot az érce-sedett zónákban és azok környékén (VII. tábla, 1, 2; XII. tábla, 1.).

Szelén-galenit-clausthalit. A vegyelemzések jelentős szelén tartalmat mutattak ki a szulfido-s nehézfrakciókban (0,1–1,4%). A galenit szemcsék egy része különböző intenzitású pozitív reakciót ad szelénre, továbbá a galenitnél magasabb reflexiójával (47–50%) tűnik ki. A röntgendiffrakciós vizsgálat eredményei mind a Se-galenit, mind a clausthalit jelenlétét igazolják (1–2. diffraktogram ábrák).

	Galenit, Clausthalit			Mecseki lelőhelyi minták					
	(RAMDOHR, P. 1962)	CERVELLE, B. (1976)		III. V.	XRE-2502/2505	KL-1323	IV-R	IV.	Bf.
$a_0, \text{\AA}$	5,93	6,16		5,91	5,98	6,028	6,062	6,096	6,112
PbSe%	—	(100)	(100)	—	21,7	42,6	53	72,1	79,1
Se%	—	(27,66)	27,9	—	6,05	11,8	14,78	20,11	22,06
		5,53							
	2,96	3,06	3,06	2,957	2,99	3,016	3,026	3,05	3,056
	2,08	2,165	2,166	2,090	2,125	2,13	2,14	2,154	2,161
	1,785		1,844	1,784	1,797	1,82	1,817	1,844	

RAMDOHR, P. (1962) szerint a galenit 18%-ig tartalmazhat szelént (= Se-galenit), így az elegykristályt ezen határértéken túl clausthalitnak tekintjük. Vegyelemzés alapján a KL-1323. sz. dúsítvány 6,9% Pb-t, és 1,4% Se-t tartalmaz. Ez 52,6%-os PbSe hányadot jelent (= 14,6 Se hányad), ami még több is a cellaméretből számított Se-tartalomnál. Megjegyezzük azonban, hogy a galeniten kívül a bemutatott esetekben is a jelenlevő egyéb szulfidok Se tartalmával is számolnunk kell. Ez különösen galenitben (és ólomban) szegény, de piritet és esetleg rézszulfidokat bővebben tartalmazó szelén anomális minták esetében válik nyilvánvalóvá (Se-pirit-ferroszelit(?), berzelianit(?)).

A *kalkopirit* kiválási formák és azok paragenetikai kapcsolata az uránércesedéssel hasonló a *galenit*éhez, és részben a *pirit*éhez, de gyakorisága kisebb (VI. tábla, 6.; VII. tábla, 6. VIII. tábla, 4.).

Megjegyezzük, hogy mind a *galenit*, *szelén-galenit*, mind a *kalkopirit*, késői közetpórus- és repedéskitöltésként, uránércesedés utáni generációként is képződtek.

Markazit. Jellegzetes gél-szerkezetű, gömbös-szferolitos kiválásai a kovásodott fatörzsekben gyakoriak, de a karbonát erekben is előfordul (VIII. tábla, 2.). Ehhez kapcsolódva ki kell emelnünk, hogy nemcsak uránásványokban, hanem szulfidásványokban is az ásványosodott fatörzsek lényegesen gazdagabbak a bezáró homokkőnél.

Az *egyéb szulfidok*: *fakóérc*ek, *kalkozin*, *covellin*, *szfalerit*, *arzenopirit* mennyisége csekély. A *fakóérc*ek a Cu-(Ag)-As csoportba tartoznak: *tennantit* (VI. tábla, 3), mert a színképadatokból megfigyelhető, hogy a kiugró Ag-tartalmat kiugró As-tartalom kíséri olyan esetekben is, amikor *galenit* csak nyomokban van jelen. A *kalkozin* (VI. tábla, 6) ritkán *covellinnel* a *kalkopirit*t szegélyezi, vagy helyettesíti, de *fakóérc*cel is társul (IV. tábla, 3).

A *szfalerit* a tömör naszturán kiválásokban (I.I.U.-jelű minta Zn tartalmát!), U-oxidos, szulfidos ércfészekben (XI. tábla, 1), ritkábban *kalkopirit*tal társulva fordul elő. A *pirit*fészek gyakran mutatnak gyenge anizotrópiát (halmazos anizotrópia), — feltehetően, vagy a diszulfidos fázis kénhiánya miatt (-*piritin*?), vagy As tartalmuk következtében. Az As-tartalom felszaporodása a növekvő, előfordulási mélységgel egyre gyakrabban *arzenopirit*ként ölt ásványos formát.

Vasoxidok, hidroxidok

A rozsdavörös színű ércék elszíneződésének oka a jelenlevő, és változó mértékben felszaporodó *hematit*, részben *hidrohematit*, *limonit* és *goethit* (IX. tábla, 4.). Nehézfракciós dúsitmányuk az egyes vasoxid-ásványokra is értékelhető diffrakciós csúcsokat adnak (2.b. ábra) és DT-vel is szelektíven kimutathatók.

A vasoxid ásványosodás zónái követik az uránoxid ásványosodást vagy egészen pontosan, vagy vele szomszédos (párhuzamos) foltokban és sávokban, makro- és mikro méretekben egyaránt. A vasoxidok jelenléte a vörös ércekben és az uránércesedés között szoros paragenetikai kapcsolat van, amely részben a redox kölcsönhatásban, részben az érc utólagos hipergén feloxidálódási jelenségeiben nyilvánul meg (limonitosodás.). A szélsőségesen oxidált érc típusban a *hematit* és *hidrohematit* a kötőanyag fő tömegét alkotja, gyakran a szalagos szurokérchez hasonló kiválási formákkal (XI. tábla. 4.).

A filloszilikátos (hidrocsillám + agyagásvány) kötőanyag

Tekintettel arra, hogy a hidrocsillámos kötőanyagoknak a lelőhelyen kivételesen fontos szerepe van és az bizonyos mértékben sajátos vonásokkal rendelkezik, részletesebben foglalkozunk vele. Vizsgálataink a mikroszkópos-, kémiai és szinkleplemzések, RTG-diffrakciós felvételekre, továbbá nagymértékben SEM-ECZI B. DTA-tanulmányaira alapulnak.

Ez idő szerint a következő epigén hidrocsillám-agyagásvány fészeségeket különböztetjük meg (figyelman kívül hagyva a valódi muszkovitot és ritkán előkerülő biotitot, melyek allotigén törmelékek formájában vannak jelen):

Hidrocillámok

a) *Cr-hidromuszkovit*, melyet SZTRÓKAY K. I. után (1960) mekrohivitnek nevezzünk. Élénk smaragdzöld színű lemezek; a típusos hidromuszkovitok optikai tulajdonságaival rendelkeznek, üregekben, repedésekben, litoklázis felületeken, fatörzsek környékén találhatók. Lokális képződmények a kötőanyag alkotásban és a kőzet fő tömegének zöld színeződésében alig van szerepük. Krómtartalmuk jelentős (5–10%), emellett kationként káliumot, alumíniumot és vanádiumot (0,5–0,7%) tartalmaznak. Röntgen diffraktogramjuk alapján (1.e. ábra) dioktaéderes, kevert $1M-2M_1$ politípusú szerkezetek. Derivatogramját igen határozott endoterm csúcsok jellemzik (3.c. ábra).

b) *Hidromuszkovit*: színtelen, halványzöld, almazöld színezésű; optikai, és termikus vizsgálatok alapján (3.a. ábra) jól azonosítható. A homokkövek kötőanyagát alkotja az illit-féleségekkel együtt, de mennyiségileg alárendelten. A fengites illithez hasonlóan a homokkő zöld színeződésének egyik fő okozója.

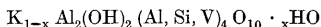
Mind a mekrohivit, mind a közönséges hidromuszkovit káliumtartalma egyaránt 7–8%.

c) *Hidrobiotit*: csak helyi kiválásként, főleg szénült növényi anyagban dús környezetben fordul elő.

Illitek: Finompikkelyes, vagy szubmikroszkópos, gyakran halmazpolarizációt alkotó kiválások, elsőrendű fehérresszürke interferencia színnel. DT-vizsgálatnál jól azonosíthatók. Káliumtartalmuk az illiteknek megfelelő (5–6%).

a) *Cr-illit*: (X. tábla, 4.; XI. tábla, 5) világos zöldszínű; krómtartalma kisebb, mint a mekrohivité, de elterjedése nagyobb. Derivatogramja a Cr-hidromuszkovitéra emlékeztet (3.a. ábra).

b) *V-illit*: (XI. tábla, 3, XII. tábla, 6.) élénk barna, dohánybarna színű, a Cr-illitnél sokkal nagyobb gyakoriságú. Minden vanádiumban dús ércesedett zónában előfordul. Jelentős V-tartalmával a lelőhely fő V hordozó ásványa. A „vanádium-hidrocillámos” dúsítványok V tartalma eléri az 5–6%-ot. A V kötőmódjának tisztázására SELMECZI B. szelektív V kioldást végzett (1968) sósav-peróxidos feltárással, amelynek eredményeképpen a DT vizsgálat alapján *illidrocillámnak* (= illit-beidellit kevert szerkezet, 3 b. ábra) bizonyult oldási maradék V tartalma 0,8%-ra csökkent. A Cr-hidromuszkovitból azonos körülmények között a Cr nem oldódott ki. Ebből arra következtetett, hogy a V-illitben a V túlnyomó része (0,8% feletti) nem az Al^{3+} -at helyettesíti — mint a Cr^{3+} , V^{4+} és V^{5+} az oktaéderes pozícióban levő alumíniumot a Cr-hidromuszkovitban — hanem V^{4+} , vagy V^{5+} formában a szilíciumot:

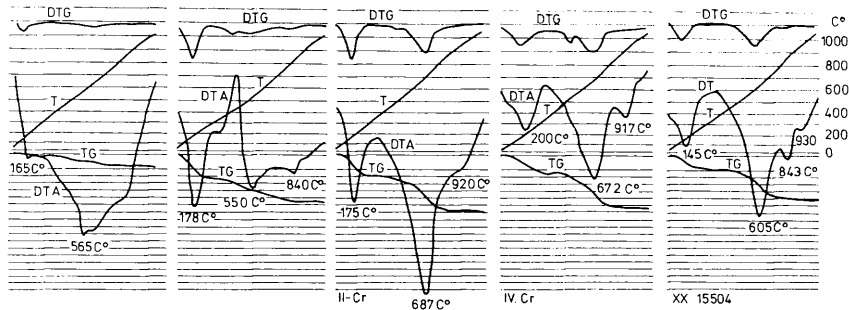


A helyettesítés olyan nagy mérvű is lehet, hogy a V-tartalom már mint vanadát viselkedik. A VSZEGEI-ben vizsgált egyik ércmintában (1977) „*carnotit típusú urán-vanadátot*” említenek, a meghatározási módszer közlése nélkül.

Másik lehetőség a V oxid (-hidroxid) formában való jelenléte (pl. V-goethit /-montroseit?).*

A V-hidrocillám halmazok sok, finom szemcseméretű, opak, továbbá félig

* CSENCOV, I. G. (A SZU Tud. Akad. Földtani Int.) szerint a vanádium ásványokat centrifugálással előállított „fekete, korom- és pehelyszerű” dúsítványok tartalmazzák, feltehetően montroseit (paramontroseit), — vanoxit formájában. A dúsítványok V és U tartalma: 1,95–2,227 V % és 5,92–11,5 U % (PAKROVSKAJA, T. elemzése).



3. ábra. Hidrocsillámos dúsítványok derivatogramjai, SELMECZI B. felvétele és értékelése 1971. a) Hidromuszkovit (XRE-556. minta), b) V-illodrocsillám (KLV-II/1. minta), c) Cr-hidromuszkovit (II-Cr. minta), d) Cr-hidromuszkovit és Cr-illit (IV-Cr. minta), e) illit-fengites illit (XX-1554. minta)

Fig. 3. Derivatographs of hydromica concentrates (analyzed and interpreted by B. SELMECZI, 1971). a) hydromuscovite (XRE-556), b) V-illodromica (sample KLV-II/1). c) Cr-hydromuscovite (sample II-Cr), d) Cr-hydromuscovite and Cr-illite (sample IV-Cr). e) illite-phengitic illite (sample XX-1554)

opak ásványt tartalmaznak, amelynek egy része uránoxid, vasoxid és izotropizált coffinit, de más részük lehet V-hidroxid, vagy vanadát is. A röntgen diffraktogramokon a sok átfedés nem teszi lehetővé a kérdés tisztázását, bár a carnotit- (tujamunit) típusú uránvanadát jelenléte lehetséges (2.c. ábra).

c) *Illit, fengües illit*: (DT felvétel: 3 e ábra) szintelen, vagy halványzöld színűek, a homokkővek filloszilikátos kötőanyagának fő tömegét alkotják és a hidromuszkovittal együtt a kőzet zöld színének fő okozói (XI. tábla, 5).

Az illiteknék és hidromuszkovitoknak ércgenetikai és ércmorfológiai szempontból fontos szerepük van. Főleg az ún. „reduktív” típusú ércekben uralkodó kötőanyagként szerepelnek. Hártyás, bazális szerkezetet alkotnak, de gyakori a krusztifikációs szerkezet is a törmelékszemcsék körül és a kőzetpórusok falain (XI. tábla, 5).

Az erőteljesen ércesedett zónákban uránoxidokkal együtt „tömeges” megjelenésükkel részben vagy teljesen helyettesítik a törmelékszemcséket, főleg a földpátokat (XI. tábla, 1.). Gyakori a megjelenésük szenesedett növényi maradványok belsejében is, melyek vizsgálatával részletesebben SELMECZI B-NÉ foglalkozott (1965). A zöld—barna színezésű, valamint a szintelen változatok együttes előfordulása esetén a színesek fiatalabbak (az uránoxidokkal együtt). Leggyakrabban a színes filloszilikátok az uránszurokércsel ritmikusan ismétlődő hifafonalszerű mikroszerkezetet alkotnak. Egyhelyütt 2—3 generáció is megtalálható. A legfiatalabb generációjuk erecskéket alkot. Leggyakoribbak az uránoxid-uránszilikát-filloszilikát szalagos ritmikus kiválások (XII. tábla, 2, 5, 6), ritkábban ezekhez karbonát és egészen ritkán kalcedon is társul. E kiválások társaságában található pirit, galenit, szeléngalenit, kalkopirit és egyéb szulfidok részben fiatalabbnak, részben idősebbnek tűnnek.

A szintelen filloszilikát változatok a vasoxidokban gazdag fedő vörös összletekben, az ún. „köztes vörös” homokkővekben, valamint vörös, oxidált típusú uránércekben a fent leírtakkal mikromorfológiailag teljesen azonos típusú szalagos kiválásokat alkotnak a hematittal, hidrohematittal (XII. tábla, 4).

Összegezve a mikromorfológiai megfigyeléseket egyértelműen megállapítható: 1. az illitek-hidromuszkovitok és az uránoxidok-szilikátok közel egyidejű képződmények. Képződésük a komplex kolloid urán-szilikát-fémionos oldatból való kicsapódása útján képzelhető el. 2. Az oldatokra uránérces és meddő környezetben egyaránt a Cr, V, Fe és egyéb ionok tartalmától függetlenül magas káliumtartalom volt a jellemző. 3. Az ércképződési folyamat többszakaszos volt, utólagos többszörös áthalmozódással. 4. Az illitek és hidromuszkovitok egyazon képződési folyamatsornak a termékei, amelyben a hidromuszkovitok képviselik az előrehaladottabb állapotot (magasabb PT). További fázis nagyobb mélységben a hidromuszkovit muszkovittá alakulása (XI. tábla 3.: a hidromuszkovittól muszkovit lemezek „nőnek ki”).

Kvarc: Az illitek-hidrocillámok képződését a földpátok bomlása, valamint a coffinit átalakulását naszturánná szabad SiO₂ kiválása kíséri, amely kvarc vagy kalcedon alakjában kristályosodott ki. Megkülönböztethetők:

a) regenerált kvarc a kvarctörmelékek körül, azokkal azonos orientációval,

b) krusztifikációs szerkezetű kvarc-kalcedon képződmények, a kvarctörmelékek körül,

c) kvarc- és kalcedon kiválások repedésekben, üregekben, pórusokban (XII. tábla, 4).

d) szabálytalan alakú, ritkábban szalagos, víztiszta másodlagos kvarckiválások a kötőanyagban.

Karbonátok

A karbonát ásványok a hidrocsillámok és illitek után a legfontosabb, sőt a vörös ércekben uralkodó kötőanyagalkotó ásványok, de ritkán ereken is előfordulnak. A szilikátos törmelékkes kőzetalkotó ásványok intenzív karbonátos kiszorítása (korrodálása) elősegítette a törmelékanyag ércesedését. E mellett jelentékeny ferrovas tartalmuk révén az urán redukciójában résztvevő ferrovas egyik forrása.

A karbonátásványok mikroszkópos módszerekkel nehezen különíthetők el egymástól. Két csoportra oszthatók

- a) *kalcit—dolomit*
- b) *ankerit—sziderit*

Uralkodó karbonátásványnak a dolomit (ankerites dolomit) tekinthető, amit a kémiai elemzések a derivatográfiás és Rtg vizsgálatok igazolnak. A karbonát konkreciók többsége szintén dolomit (néha Mg felesleggel). Kevesebb a kalcit mennyisége, ritkán mangánokalcit jelenik meg legfiatalabb képződményként repedésekben, üregekben.

Karbonátok és uránoxidok mikromorfológiai viszonya: A karbonát kötőanyagban az uránoxidok a szabálytalan alakú beszüremkedések mellett gyakran sajátos, pókhálószerű képződményeket alkotnak, amelyek a karbonátszemcsék érintkezési felületén és hasadása mentén síkmetszeti (vékonyesizsolati) képen jól megfigyelhetők (XI. tábla, 4). Hasonló képződéseket a konkreciókban is találunk. Ritkább jelenség a már említett uránoxid-karbonát, és uránoxid-karbonát-hidrocsillám szalagos kiválás (VII. tábla, 1, 2.). Továbbá megfigyelhető a romboéderes, jól kifejtett karbonátkristályok részleges kiszorítása uránoxidokkal, továbbá a kőzetrésekben is, ahol több, egymást követő karbonát kötőanyag a hidrocsillámokhoz és uránoxidokhoz hasonlóan többszörös átrendeződésen, átkristályosodáson ment át.

Klorit: A kloritképződés egyes ércesedési zónákban és azok környékén lokális és viszonylagosan ritka jelenségnek tekinthető. Sötétzöld színű, erősen pleokroos és élénk anómális interferencia színekkel rendelkezik. A pennin csoporthoz sorolható.

Apatit: Elsősorban a szalagos naszturan-Cr-V-hidrocsillám kiválások közvetlen környezetén rendkívül finomszemű apatit kristályok képződése figyelhető meg. Mennyisége jelentéktelen.

Következtetések

1. A bizonyíthatóan allotigén törmelékanyagként felismerhető uraninit hiánya azt valószínűsíti, hogy az urán nagyobb része oldott állapotban szállítottott a medencébe, torlat jellegű felhalmozódások nem voltak. Kicsiny a valószínűsége annak, hogy uraninit törmelékek esetleg kis mennyiségben az üledékekkel együtt lerakódtak, de a dia-, és epigenezis során feloldódtak és kollomorf szurokércként vagy „uránkoromként” kicsapódtak.
2. Meddő környezetben, ércesedett kvarcporfirt vagy földpátot szintén nem találtunk, ami ismét arra utal, hogy azok a lerakódás után ércesedtek.*

* Ennek ellenére nem zárhatjuk ki „elsőlegesen ércesedett” savanyú vulkanit törmelékanyag szállítását sem, mivel medencebeli kilúgozások vagy további ércesedésük a redox környezet változásaitól függött. A kérdés végleges tisztázásához a folyamatban levő kavicvizsgálatok révén juthatunk közelebb.

3. A szulfid-hidrocsillám-uránoxid-coffinit paragenetikai együttesben megfigyelt szöveti jelenségekből a hidrocsillámok szerepe a következőképpen körvonalazható:
- A szedimentogén-, és a földpátbomlásból származó heterogén agyagásványkomplexum az uránt- és egyéb fémionokat szorbeálta és ezáltal koncentráta. A hidrocsillám-képződés során a fémionok egy része felszabadult, oldatba ment, majd a kénhidrogén redukció környezetében az urán naszturánként, és az egyéb nehézfémek önálló szulfidásványként kiváltak. Erősen redukzív közegben az U^{6+} teljes egészében U^{4+} -gyé redukálódott és a szilikátos komplexumban maradvá coffinitként vált ki, amelynek egy része későbbi szakaszban naszturánná alakult át.
4. Az ércszöveti összkép alapján egymagában az ércesedés genetikája nem oldható meg, azonban az egyértelműen megállapítható, hogy az ércesedés többszakaszos folyamat eredménye, a korábban képződött ásványtársulások többszörös újraképződésével és áthalmozódásával.
5. A törmelékes kőzetalkotó ásványoknak a kötőanyag (illitek-hidromuszkovitok-uránoxidok-karbonátok) részéről végbement és tömegesen megfigyelhető intenzív felemésztése az ércesedés üledékes-metaszomatikus-(poligén) típusa mellett tanúskodik.

Táblamagyarázat — Explanation of Plates

I. tábla — Plate I.

Az uránércesedés eloszlásának jellegzetes szöveti képei, természetes nagyságban. A baloldali képsor az ércék polírozott felületi csiszolatait, a jobboldali a csiszolatokról röntgen papírra készített makro-autoradiográfiákat mutatja be (Expozíciós idő: 5 nap)

Characteristic textural patterns showing the distribution of uranium ore mineralization in original size. The left-hand series of photographs shows the polished surfaces of ores, the right-hand one shows macro-autoradiographs of thin sections as registered on photographic paper (time of exposure: 5 days)

1. A törmelékes kőzetalkotó ásványok (kvarc, kvareporfir, földpát) kiszorításos-bekéregzéses ércesedése durvaszemcsés, aprókavicsos homokkőben. Apró ércásványfészkek a kötőanyagban is megjelennek és a kötőanyag finom eloszlásban szintén urántartalmú Detrital rockforming minerals (quartz, quartz-porphry, feldspar), as mineralized in coarse-grained, fine-gravelly sandstone as a result of replacement-incrustation processes. Tiny ore mineral nests appear also in the matrix, this being equally uraniferous in finely dispersed form
2. Kb. 7 cm átmérőjű, dúsan ércesedett homokkőbe ágyazott „kvareporfir” (vörös felzit) kavics ércesedése hajszálrepedések mentén és a kavics szegélyén
Ore mineralization of a „quartz-porphry” (red felsite) pebble, about 7 cm in diameter, embedded in a heavily ore-mineralized sandstone. It is traceable along hair-cracks and on the edge of the pebble
3. Ércásvány (szurokérc) kötőanyagú, dúsan ércesedett osztályozatlan (közép-durvaszemcsés) homokkő, a törmelékes ásványszemcsék nagyfokú kiszorításával, részben teljes helyettesítésével. A kőzetet gyengén ércesedett kalcitér metszi, amelyhez finom szemcsehalmazos, szurokérc „kötőanyagú” piritsáv csatlakozik.
Heavily ore-mineralized, unsorted (medium to coarse-grained) sandstone with an ore-mineralized (pitchblende) matrix, the detrital mineral grains being largely affected by metasomatism, in part totally replaced. The rock is intersected by a slightly ore mineralized calcite streak accompanied, in turn, by a pyrite band formed of fine grain aggregates „cemented” by pitchblende
4. Sötétszürke-fekete aleurolitkavicsok ércesedése osztályozatlan középszemcsés homokkőben, szegélyükön szurokércel, belsejükben finom eloszlású coffinittel, pirithintéssel. A homokkő kötőanyagában szurokérc-coffinit fészkek
Ore mineralization of dark grey to black siltstone pebbles in a medium-grained sand-

stone. Pebble edges carry pitchblende, the inner part of the pebbles containing finely dispersed coffinite with pyrite impregnation. Pitchblende-coffinite nests sit in the sandstone matrix

II. tábla — Plate II.

- 1.a. Majdnem teljesen ércesedett kovásodott kvarcporfirikavics. Az opak ércékpzódmények között még átszillan az eredeti közetszövet. Vékonycsiszolat felvétel. 1 nikollal. $N = 63 \times$.
Almost totally ore-mineralized, silicified quartz-porphry pebble. The original texture of the rock is still glittering through the opaque ore products. Thin section photograph. 1 nicol. $M = 63 \times$.
- 1.b. Az 1.a. felvételhez tartozó alfa-mikroautoradiográfia, A-2. lemezre. (Exp. idő: 7 nap)
Alpha-microautoradiograph belonging to 1.a. Plate A-2 (time of exposure: 7 days).
- 2.a. Piritből, szurokérből és coffinitből álló ércfészkek a homokkő kötőanyagában és törmeléken ásványaiban. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal, $N = 150 \times$.
Ore nest consisting of pyrite, pitchblende and coffinite in the matrix of the sandstone and its detrital minerals. Thin section photograph, 1 nicol, $M = 150 \times$.
- 2.b. A 2.a. felvételhez tartozó mikroautoradiográfia.
Microautoradiograph belonging to 2.a.

III. tábla — Plate III.

- 1.a. Szurokércel átszótt karbonátból (dolomit-ankerit) + hidrocsillámból álló kötőanyag szövet darabka. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal $N = 45 \times$.
Fragment of a matrix texture consisting of carbonate (dolomite-ankerite) + hydromica laced by pitchblende. Thin section photograph, 1 nicol, $M = 45 \times$.
- 1.b. Az 1.a. felvételhez tartozó mikroautoradiográfia
Microautoradiograph belonging to 1.a
- 2.a. Vörös színű uránhidroxid ásványhalmazból álló fészkek a kötőanyagban. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal $N = 175 \times$
Nest consisting of red uranium hydroxide aggregate in the matrix. Thin section photograph, 1 nicol, $M = 175 \times$.
- 2.b. A 2.a. felvételhez tartozó mikroautoradiográfia.
Microautoradiograph belonging to 2.a.

IV. tábla — Plate IV.

- 1.a. Aleurolit kavicsot szegélyező gyűrűs-szalagos érckíválás részlete. Naszturán I. (világosszürke) szalagban kocka szerinti uraninit kristályok (szürkésfehér). A kavics ércesedése koncentrikus gyűrűs felépítésű: a belseje felé haladva a naszturán szalag mellett egy coffinitben dús, ércesedett sáv (sötétszürke), majd coffinitben szegény, gyengén ércesedett sáv (közepsszürke), legbelül pedig ismét coffinit dús zóna következik (sötétszürke) nikkel-pirit (bravoit) hintéssel (fehér). Ércmikroszkópos felvétel, $N = 250 \times$.
Detail of a banded-ringed mineral segregation rimming a siltstone pebble. Cubed uraninite crystals (greyish-white) in nasturan I band (light grey). The mineralization of the pebble shows a concentric-ringed structure: proceeding inwards, one can observe beside the nasturan band a coffinite-rich, ore-mineralized band (dark grey), then a coffinite-poor, slightly ore-mineralized band (medium-grey), to be succeeded in the very centre of the pebble again by a coffinite-rich zone (dark grey) with disseminated nickel-pyrite (bravoite) (white). Photograph made under the mineralogical microscope, $M = 250 \times$.
- 1.b. Nyomdetektoros alfa-mikroautoradiográfiás felvétel részlet az aleurolitkavics szegélyéről, Kodak CA-80 jelzésű filmre. $N = 150 \times$. Expoziációs idő 3 nap. (a bekeretezett terület az 1. sz. képek megfelelő rész).
2. Összetett nyílhegy alakú naszturán I. pseudomorfoza, coffinit után. Világosszürke: naszturán I. sötétszürke — fekete: izotrópizált coffinit. Ércmikroszkópos felvétel. $N = 50 \times$.

Composite, arrow-head-shaped nasturan I pseudomorph after coffinite. Light grey: nasturan I, dark grey-black: isotropized coffinite. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 50 \times$.

V. tábla — Plate V.

1. Gyűrűs piritkiválások (fehér) a törmelékásványok körül (szürke) a pórusokban coffinitel (fekete). Éremikroszkópos felvétel, $N = 150 \times$
Ringed pyrite precipitates (white) around detrital minerals (grey) with coffinite (black) in the pores. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 150 \times$
2. a, b. Kvarcporfir törmelékaszemcse részleges és majdnem teljes helyettesítése szurokércsel a) mikroszkópos felvétel 1 nikollal; b) alfa-nyomdetektoros mikroradiográfia, Kodak LR-115 tip. filmen. $N = 25 \times$
Partial and almost complete substitution of pitchblende for a quartz-porphry grain. a) photomicrograph, 1 nicol; b) alpha-track etch microradiograph, Kodak LR-115. $M = 25 \times$
3. „Uránkorom” (hidratált U-oxid + coffinit) bevonat (fekete) a homokkő elválási lapján (litoklázis lapon). Közétfelvétel, természetes nagyság
„Uranium-black” (hydrated U-oxide + coffinite) coating (black) on the cleavage plane of sandstone. Photograph, natural size
4. Uranilkarbonát (liebigit-uranothallit) kristályok érces homokkővön, UV-fényben, erős kékzöld lumineszcenciával. Az uranilkarbonát-kivirágzás álló érces fejtésben beszáradás következtében képződött. Közétfelvétel, természetes nagyság
Uranile carbonate (liebigit-uranothallite) crystals in ore-bearing sandstone, in UV light with strong bluish-green luminescence. The efflorescence of uranile carbonate took place as a result of desiccation in an underground working face. Photograph, natural size.

VI. tábla — Plate VI.

1. Naszturan I-ben (szürke alapmező) galenit mikroér és irányított kristály-dendritek (fehér). Éremikroszkópos felvétel. $N = 50 \times$
Galena micro-ore and oriented crystal dendrites (white) in nasturan I (grey basic field). Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 50 \times$
2. Az előző képen látható galenit tartalmú naszturan I. mezőt fonalas-gyűrűs naszturan (szürke) + coffinit (fekete) mező váltja fel. Éremikroszkópos felvétel. $N = 50 \times$
The galena-containing nasturan I field shown on the former picture is replaced by a filamentous-ringed nasturan (grey) + coffinite (black) field. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 50 \times$
3. Naszturan (szürke, szalagos, gyűrűs, gömbös formák), galenit (fehér) fakóérc + kalkozin (szürkés fehér) és coffinit (fekete) ritmikus-szalagos kiválása naszturan mezőben, réskitöltésként. A galenit naszturan szételegyedést tartalmaz („felhőszerű” kiválások). A kalkozin körülveszi a felemészített fakóérc korrodált maradványait (középen). Éremikroszkópos felvétel. $N = 50 \times$
Rhythmical-banded precipitation of nasturan (grey banded, ringed, spherical forms), galena (white), grey copper ore + chalcosine (greyish-white) and coffinite (black) in a nasturan field, filling lithoclasts. The galena contains an intergrowth of nasturan („cloud-like” segregations). Chalcosine surrounds the corroded residues of the grey copper ore consumed up (centre). Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 50 \times$
4. Az előző képen látható réskitöltés folytatása. A galenit és pirit tartalmú naszturan I. mezőben a réskitöltés fő tömegét coffinit (fekete) alkotja, amely sok, coffinitből képződött naszturan gömböcskét tartalmaz. Éremikroszkópos felvétel $N = 50 \times$
Continuation of the lithoclast-fill shown on the previous picture. The bulk of the lithoclast-fill in the galena- and pyrite-containing nasturan I field is constituted by coffinite (black) which contains hosts of nasturan globules formed of coffinite. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 50 \times$
5. Galenit tartalmú (fehér) naszturan II. sávok (szürke) között coffinitből képződött fonalas-gyűrűs naszturan II-ből, maradék coffinitből + kovagélből álló mező (sötétszürke — fekete) helyezkedik el. Éremikroszkópos felvétel. $N = 500 \times$
Galena-containing (white) nasturan II bands (grey). Between them there is a field (dark grey to black) constituted by filamentous-ringed nasturan II of coffinite origin and residual coffinite + silica gel. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 500 \times$

6. Naszturán II-ben (szürke, „hangyás” alapmező) kalkopirit (fehér) és kalkozin (világos szürke) mikroér és hintés. A „hangyáság” a coffinit-naszturán átalakulás melléktermékeként képződött kovagéltől ered. Éremikroszkópos felvétel. $N = 1500 \times$
Chalcopyrite (white) and chalcosine (light grey) micro-veinlets and impregnations in nasturan II (grey „ant-patterned” basic field). The „ant-pattern” is due to silica gel produced as by-product of coffinite-nasturan transformation. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 1500 \times$

VII. tábla — Plate VII.

1. Fonalszerű szurokérc, szulfidok és hidrocsillámok ritmikus kiválása, hidrocsillámos kötőanyagokban. Nagyobb fehér foltok: pirit és kalkopirit, fehér fonalak: galenit, szürke fonalak: szurokérc, fekete: hidrocsillám. Éremikroszkópos felvétel, olajimmerzióban. $N = 150 \times$
Filamentous pitchblende, sulphides and hydromicas segregated rhythmically in hydromicaceous matrices. Major white spots: pyrite and chalcopyrite; white filaments: galena; grey filaments: pitchblende; black: hydromica. Photograph made under the mineralogical microscope, in oil immersion. $M = 150 \times$
2. Fonalszerű szurokérc (világosszürke) és hidrocsillám (fekete) ritmikus kiválása Se-galennel (fehér foltok). Éremikroszkópos felvétel. $N = 150 \times$
Filamentous pitchblende (light grey) and hydromica (black) segregated rhythmically, with Se-galena (white patches). Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 150 \times$
3. Naszturánból álló póruskitöltő kötőanyag (világosszürke) korrodálja a törmelékes kőzetalkotó ásványokat és a piritet (maradvány pirit; fehér). Éremikroszkópos felvétel $N = 200 \times$.
A pore-filling matrix consisting of nasturan (light grey) is corroding the detrital rock-forming minerals and pyrite (white: residual pyrite). Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 200 \times$
4. A pirit-naszturán kötőanyag korrodálja és részben felemészti a törmelékes kőzetalkotó ásványokat, a naszturán piritet is. Éremikroszkópos felvétel. $N = 200 \times$
The pyrite-nasturan matrix has corroded and partly consumed the detrital rock-forming minerals, nasturan has corroded even pyrite. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 200 \times$
5. Gyűrűs formákat alkotó pirithalmazok, zsugorodási repedésekkel átjárt coffinit + hidrocsillámból álló kötőanyagban. Éremikroszkópos felvétel. $N = 200 \times$
Ring-forming pyrite aggregates in a coffinite + hydromicaceous matrix traversed by desiccation cracks. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 200 \times$
6. Kvarcsejcsék korrodálása és részleges felemészítése kalkopirit (fehér) és naszturán által. A naszturán maradvány kalkopiritet tartalmaz. $N = 100 \times$
Corrosion and partial consumption of quartz grains by chalcopyrite (white) and nasturan. The residual nasturan contains some chalcopyrite. $M = 100 \times$

VIII. tábla — Plate VIII.

1. Kalcitérben (szürke alapmező) karélyos-szalagos és hasadásminti naszturán kiválás (szürkés fehér). Éremikroszkópos felvétel. $N = 200 \times$
Lobed-banded and cleavage-controlled precipitates of nasturan (greyish-white) in a calcite streak (greyish basic field). Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 200 \times$
2. Az előző képen látható kalcitér más részletében a karélyos naszturán szalag-sor mellett markazit félgömb is megjelenik. Éremikroszkópos felvétel. $N = 50 \times$
In another detail of the calcite streak shown on the previous picture the series of lobed nasturan bands can be observed to be accompanied by a marcasite hemisphere. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 50 \times$
3. Naszturán I. szalag (világosszürke) a szegélyén és a zsugorodási repedésekben pirittel (fehér). Éremikroszkópos felvétel. $N = 125 \times$
Nasturan I band (light grey) with some pyrite (white) on its margin and in the desiccation cracks. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 125 \times$
4. Kalkopirit (fehér) a naszturán zsugorodási repedésében. Éremikroszkópos felvétel. $N = 200 \times$

- Chalcopyrite (white) in the desiccation cracks of nasturan. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 200 \times$
5. Gömbös-, szalagos-, gyűrűs szurokére kiválások salétomsavval étetett felülete. Az étetéssel előtűnik az inhomogén összetétel és a sugarasan irányított belső szerkezet, naszturán láncokkal (szürke); a „láncszemek” belsejében coffinittel és kovagéllel (sötétszürke-fekete). Fehér: pirit. Éremikroszkópos felvétel. $N = 1500 \times$
- Spherical, banded and ringed nasturan precipitates attacked by salpêtre acid on their surface. This treatment has revealed the inhomogeneous composition and the radially oriented inner structure with nasturan chains (grey); within the „loops” of the chains there is some coffinite and silica gel (dark grey to black). White: pyrite. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 1500 \times$

IX. tábla — Plate IX.

1. Finom szemcsehalmazokból álló kötőanyag pirit. Éremikroszkópos felvétel: $N = 200 \times$
- Matrix pyrite consisting of fine grain aggregates. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 200 \times$
2. „Framboidális” pirithalmazokat (fehér kerek vagy szögletes szemcsék) ugyancsak „framoidális” kalkozin (szürkésfehér, közepen) és naszturán (szürke) „cementálják” össze. Éremikroszkópos felvétel, $N = 400 \times$
- The „framoid” aggregates of pyrite (white round or angular grains) are „cemented” by similarly „framoid” chalcosine (greyish-white, centre) and nasturan (grey). Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 400 \times$
3. „Poliframboidális” pirithalmaz. Éremikroszkópos felvétel. $N = 2500 \times$
- „Polyframoid” aggregate of pyrite. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 2500 \times$
4. Tűs goethit kötőanyag halmazok. Éremikroszkópos felvétel. $N = 250 \times$
- Acicular aggregates of matrix consisting of goethite. Photograph made under the mineralogical microscope. $M = 250 \times$

X. tábla — Plate X.

1. Izotrópizált coffinit dendritek kvareban. Vékonycsiszolat felvétel, + nikollal. $N = 50 \times$
- Isotropised coffinite dendrites in quartz. Photograph made of a thin section with + nicols. $M = 50 \times$
2. Félig izotrópizált coffinitkristályhalmaz „fűrészfogas” szélllel, hidrocsillámos kötőanyagban. Vékonycsiszolat felvétel 1 nikollal. $N = 600 \times$
- Half-isotropised coffinite crystal aggregate, „jigsaw”-edged, in a hydromicaceous matrix. Photograph made of a thin section, 1 nicol. $M = 600 \times$
3. „Gömbös” dohánybarna színű, üde coffinitkiválás kvare törmelék szemcsében. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 600 \times$
- Tobacco-brown, spherical precipitate of fresh coffinite in a detrital quartz grain. Photograph made of a thin section, 1 nicol. $M = 600 \times$
4. „Gömbös” dohánybarna színű coffinit-halmazok króm illit kötőanyagban. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 2000 \times$
- „Spherical”, tobacco-brown aggregates of coffinite in chromium illite matrix. Photograph made of a thin section, 1 nicol. $M = 2000 \times$
5. Üde, dohánybarna coffinitkiválás szurokére szalagok szegélyein a homokkő kötőanyagában. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 600 \times$
- Fresh, tobacco-brown coffinite precipitate on the edges of pitchblende bands in the matrix of sandstone. 1 nicol. $M = 600 \times$
6. Félig izotrópizált coffinitkristályok vanádium hidrocsillámban. Vékonycsiszolat felvétel. 1 nikollal. $N = 600 \times$

XI. tábla — Plate XI.

1. Mikroklín törmelék szemese helyettesítése barna V-hidrocsillámmal és ércásványokkal (szurokére + pirit). Még felismerhetők az ikerlemez mikroklin maradványok és az eredeti mikroklin szemcsehatárt az ércásvány bekérgezés rajzolja ki. A homokkő kötőanyagát alkotó V-hidrocsillám szintén nagymértékben ércesedett. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal. $N = 100 \times$

- Substitution of brown V-hydromica and ore minerals (pitchblende + pyrite) for a microcline grain. The residues of twin-lamellar microcline are still recognizable, the outlines of the original microcline grain being delineated by the encrusting ore mineral. The V-hydromica forming the matrix of the sandstone has also been largely ore-mineralized. Photograph made of a thin section with + nicols. $M = 100 \times$
2. Ortoklász törmelékszemcse ércesedése. A szurokérc bekérgezősként körülfogja a törmelékét és az ortoklász hasadása irányában behatol a törmelékebe. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 50 \times$
- Ore mineralization of an orthoclase grain. Pitchblende has encrusted the grain and penetrated into it along the cleavage of orthoclase. Thin section photograph, 1 nicol. $M = 50 \times$
3. Uránoxid felhasadozott csillámlemez (muszkovit) kötegek között. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 200 \times$
- Uranium oxide between bundles of cleaved mica plates (muscovite). Photograph made of a thin section, 1 nicol. $M = 200 \times$
4. A homokkővet átnetsző kalcitér ércesedése (U-oxid + izotrópizált coffinit) a szemcsehatárokon és a hasadás mentén. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 40 \times$
- Ore mineralization of a calcite streak crossing sandstone. It has developed (as U-oxide + isotropised coffinite) on the grain boundaries and along the cleavage. Thin section photograph, 1 nicol. $M = 40 \times$
5. Kruzifikációs szerkezetű hidrocsillám (hidromuszkovit) kötőanyag a homokkőben. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal. $N = 100 \times$
- Hydromica matrix of crustification structure (hydromuscovite) in sandstone. Thin section photograph with + nicols. $M = 100 \times$
6. Uránoxid tartalmú hidrocsillám körül nőtt kalcedon szferolit uránoxid-hidrocsillám kötőanyagú mezőben (ritmikus kiválás). Vékonycsiszolat felvétel + nikollal. $N = 600 \times$
- Chalcedony spherolite grown in a field composed of U-oxide-hydromica matrix around U-oxide-containing hydromica (rhythmical segregation). Thin section photograph with + nicols. $M = 600 \times$

XII. tábla — Plate XII.

1. Kolloid szerkezetű uránoxid-szulfidásvány góc, ércesedett homokkőben. Fehér: törmelékanyag és kötőanyag, szürke: szfalerit, fekete: uránoxid, pirit és egyéb szulfidásványok. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 50 \times$
- Uranium oxide-sulphide mineral nucleus of colloidal structure, in ore-mineralized sandstone. White: detritus and matrix, grey: sphalerite, black: uranium oxide, pyrite and other sulphide minerals. Thin section photograph, 1 nicol. $M = 50 \times$
2. Zöld hidrocsillám és szurokérc kolloid szerkezetű kiválása. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal. $N = 200 \times$
- Colloidal precipitates of green hydromica and pitchblende. Thin section photograph with + nicols. $M = 200 \times$
3. Uránoxid (fekete) és vanádium-illit (szürke) kötőanyagot alkotó ritmusos-szalagos kiválásai. Fehér: kvartztörmelék. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 300 \times$
- Rhythmical-banded precipitates of uranium oxide (black) and vanadium-illite (grey) forming the matrix. White: quartz detritus. Thin section photograph, 1 nicol. $M = 300 \times$
4. Hematit (fekete) és hidrocsillám ritmusos-szalagos kiválásai a törmelékes ásványszemcsék közti térben. Vékonycsiszolat felvétel, 1 nikollal. $N = 120 \times$
- Rhythmical-banded precipitates of hematite and hydromica in the interstices of detrital grains. Thin section photographs, 1 nicol. $M = 120 \times$
5. Réskitöltő U-oxid-galenit- és zöld Cr-hidrocsillám szerkezet. A rés szegélyén a kőzetalkotó törmelékes ásványokat U-ércesedés szegélyezi, majd a réskitöltő, kruzifikációs szerkezetű hidrocsillám, végül a rés belsejében Se-galenit kiválás következik. Vékonycsiszolat felvétel + nikollal. $N = 300 \times$
- Lithoclase-filling U-oxide-galenite and green Cr-hydromica structure. On the margin of the lithoclase the rock-forming detrital minerals are rimmed by U-ore mineralization, to be followed first by void-filling encrusting hydromica and then by Se-galenite precipitate sitting in the centre of the void. Thin section photograph with + nicols. $M = 300 \times$
6. Ritmikus felépítésű szurokérc, — barna hidrocsillám —, epigén réskitöltés ércesedett homokkőben. A szurokérc kiválás két generációjában, a hidrocsillámképződés három generációjában történt. A szurokérc alapmezőben levő hidrocsillám a törmelékanyagot helyet-

tesíti. Réskitöltésként először krusztifikációs szerkezetű hidrocsillámsávok, majd karéjos-vesés szurokércszalagok és legbelül ismét hidrocsillám következik, szintén krusztifikációs, de durvább lemezes kifejlődéssel. Vékonycsiszolat felvétel, kereszttezett nikollal. $N = 300 \times$

Rhythmically precipitated pitchblende, brown hydromica, epigenic void-filling in ore-mineralized sandstone. The precipitation of pitchblende took place in two generations, the formation of hydromica in three generations. The hydromica sitting in the pitchblende basic field is a substitute for detrital matter. The lithoclasts are filled first by hydromica bands of encrusting structure, then by lobed-vesicular pitchblende filaments, followed in the very centre, again, by hydromica which is also incrustational, though developed in the form of thicker plates. Thin section photograph with + nicols. $M = 300 \times$

Irodalom — References

- ALFÖLDI L. (1958): Jelentés a mecseki permii összlet mélyfúrásokkal harántolt rétegcsoportjainak részletes anyagvizsgálatáról. Kézirat. Mecseki Érc. Váll.
- ALFÖLDI L. (1958): U-jelentés. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll.
- ALYANAK N., NOGEL, TH. A. (1974): Framboidal chalcocite from White Pine, Michigan. *Econ. Geol.* 69. 5.
- BARABÁS, A.—KISS, J. (1958): La genèse et le caractère pétrographique sédimentaire de l'enrichissement de minéral d'uranium dans la Montagne Mecsek. *Actes de la deux. Conf. Int. d. Nations Un. Genève*
- CERYELLE BERNARD (1976): Réflexance constantes optiques et microdurété de Pb-Sb (clausthalite), „Bull. Soc. franc. minér. et cristallogr.” 99. 1.
- CESBRON, P. BROWN, W. L. BARIAND, P. GEFROY, J. (1972): Rameauite and agrinierite, two new hydreted complex uranyl oxides from Margnole, France. *Miner. Mag.* 38.299.
- Данчев В. И. (1977): Текстуры и структуры урановых руд экзогенных месторождений (Атлас), Атомиздат Москва
- Дубинчук В. Т., Сидоренко Г. А. (1978): О форме вхождения свинца в природные окислы урана. *Геохимия*. № 1.
- Дымков Ю. М. (1966): Вопросы генезиса сферолитов настурана. „Атомн. энерг.” 20. 3.
- Дымков Ю. М. (1973): Природа урановой смоляной руды. Атомиздат. Москва
- Дымков Ю. М., Назаренко Н. Г. (1962): Коффинит и природа псевдокристаллов настурана. „Геохимия”, № 4.
- FAZEKAS VIA (1967): A szkandium és ritkaföldfémek eloszlásának és ásványos megjelenésének kérdései a mecseki permii képződményekben. KIM—KIT dolgozat. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll.
- FAZEKAS VIA—VINCZE J. (1964): A „Hetvehely Távolkeleti Terület” ásványtani- és nyomelem vizsgálata. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll.
- FAZEKAS VIA—VINCZE J. (1965): A mecseki lelőhely mélyszinti- és permii ércének ásvány-közettani, nyomelem- és technológiai vizsgálata. (V. üzem és III. üzem K-i tároló mélyszinti) Kézirat. Mecseki Ércb. Váll.
- FAZEKAS VIA—VINCZE J. (1966): Az U és ritkafémek eloszlásának vizsgálata a ragyomdóben. KIM—KIT dolgozat. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll.
- FAZEKAS VIA—VINCZE J. (1967): A mecseki lelőhely mélyszinti- és permii ércének ásvány-közettani, nyomelem- és technológiai vizsgálata, II. (Csarkút K-i mélyszinti) + ézirat. Mecseki Ércb. Váll.
- FÖLDTÁRNÉ VOGL M. (1958): A telepes csoport karbonátja és az uránkoncentráció mértéke közötti viszony. Kézirat. Mecseki Ércb. Váll.
- FRONDEL, C. (1956) X-ray powder data for uranium and thorium minerals. *US Geol. Surv. Bull.* 1036—G.
- FRONDEL, CL., WEEKS, A. D. (1958): Recent progress in the descriptive mineralogy of uranium (Az 1958. évi Genfi Atomenergia Konf. anyagából.)
- Галопен, Р. Н. Генри (1975): Исследование непрозрачных минералов под микроскопом. Изд. «МИР», Москва
- Гецева Р. В., Савелева К. И. (1956): Руководство по определению урановых минералов. Госгеолтехиздат. Москва
- GRANGER, H. C. (1966): Ferroselite in a roll-type uranium deposit, Powder River Basin, Wyoming. *Geol. Surv. Profess. Paper*. N. 55-c. 133—137.
- HOSSAIN ANWER (1975) The occurrence of polyframboidal pyrite in a beach Sand deposit. (Coxs Bazar. Bangladesh) *Amer. Miner.* 60.1—2.
- KALLOKOSKI, J. (1974) Pyrite framboid: animal, vegetable or mineral? *Geology*, 2/1, 26—27.
- Карпенко В. С. ред. (1963): Вопросы прикладной радиогеологии. Госатомиздат, Москва
- KISS J. (1968): La genèse de chrome uranifère et son rôle paragenétique dans l'ensemble permien du Mecsek. (Deux. Conf. Int. des Nations Unies).
- KISS J. (1960): Az urán-krom-vanádium eloszlása és az epigén krómcillám szerepe a mecseki permii összletben. *Földt. Köz.* 90/1.
- KISS J. (1961): A mecseki uránérc ásványos alkata és genezise Kézirat. Kand. dissz. MTA.
- KISS, J. (1965): Constitution minéralogique, propriétés et problèmes de genèse du gisement uranifère de la Montagne Mecsek. *Ann. Univ. Sci. Bp. Sec. Geol.*
- KISS J.—GROSSZ, A. (1958): Konkreció képződés és új karbonátos fácies a Mecsek hegységi permii pszamitos összletben. *Földt. Köz.* 88.
- Кизильштейн Л. Я., Минаева Л. Г. (1972): Происхождение фрамбоидальных форм пирита. Докл. АН СССР 206. 5.
- LOVE, L. G. CURKIS, C. D. BROOKLEY, H. (1970): Framboidal pyrite morphology revealed by electron microscopy of external surfaces. *Fortschr. Mineral.* 8.2.
- MÉNÈS K. (1950): Kovás fatörzseket körülvevő üledékes anyag részletes ásványtani vizsgálata. Kézirat. Mecseki Ércb. V.
- MÉNÈS K. (1968): Az urán és a szerves anyag geokémiai kapcsolata Földtani Kutatás. XI. 1.
- Мельков Б. Г., Пухалский Л. Ч. (1957): Поиск месторождений урана. Госгеолтехизд., Москва
- НЕМЕЦЗ, E. (1978): Ásvány- és földtani. Akad. Kiadó, Bp.
- NOB-SPIELER, M. R. SOBBY, R. (1974): Les uranates hydratés ne forment pas une Série continue „Bull. Soc. ray. Sci. Siege.” 43. 3—4.

- OSTWALD, J. ENGLAND, B. M. (1977): Notes on framboidal pyrite from Allandale, New South Wales, Australia. „Miner. depozita.” 12.1.
- ROGOVA, V. P. et al. (1974): Bauranoite and metacalciojuranite, new minerals of the hydrous uranium oxides group. „Int. Geol. Rev.” 16.2.
- Рамлюр, П. (1962): Рудные минералы и их спращения. Изд. Иностр. Лит., Москва
- ROJACKOVIC, I. KRISTIN, J. (1974): Montroseit (V, Fe) O (OH) in der Lagerstätte Novoveskátúta. „Geol. zb.” 25.1.
- SKLMECZI B. NÉ, ANTAL P. (1965): Az urándúsulás és a szerves anyag (szerves maradványok) kapcsolatának vizsgálata kovás fátörzsen. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- Шилловский П. П., Сидельникова В. Д. (1966): Геохимические ассоциации и зональное строение уран-селеновых рудных тел в песчаных красноцветной толщи. сб. «Очерка геохимии эндоген. и гиперген. процессов». 273—280 «Наука», Москва
- SMITH, J. V. et al. (1967): Fink inorganic index to the powder diffraction file. ASTM Publ. PD 18—17F, Philadelphia
- SUTOVA, L., TUCKERGOJEVA, I. (1977): A VSZEGEL-ben (Leningrád) a MÉV részére végzett ásványtani elemzés eredményei. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- Сидоренко Г. А. (1960): Рентгенографический определитель урановых и ураносодержащих минералов. Госгеолтехиздат. Москва
- Сиднеева Н. Д. (1959): Минералогия типы месторождений и основные черт геохимии селена и теллура. Изд. Акад. Наук, Москва
- Скрипченко Н. С., Берберьян Т. К. (1975): Структура фрамбоидального пирита. Геол. рудн. месторожд., 17. 5.
- Соболева М. В., Пудовкина И. А. (1957): Минералы урана. Госгеолтехиздат. Москва
- Солнечни Я. — Вираг К. (1965): Роль бактерий в образовании урановых месторождений, залегающих в песчаных. Доклад на I. Международном биол. конгр., Москва
- Szovjet geológiai és bányászati tanulmány (1957). Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- SZTOKA K. I. (1960): Ásványtani vizsgálatok a Mecsek hegységi uránérc-paragenézis körében. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- Тарашин А. Н., Красиллакова С. А., Платонов А. С. (1975): Люминесценция минералов урана. «Конституция и свойства минералов». Р. межвед. сб., Москва
- UFOR, E.—MONAI, M. (1965): Bestimmung des Oxidationsgrades von Uran in Gesteinen (Ionen-austauscher Symposium in Balatonszéplak. Sonderdruck. Akad. Kiad. Bp.)
- VINCZE J. (1961): Jelentés az Ásvány-kőzettani Laboratórium 1960. évi munkájáról. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- VINCZE J. (1962): Jelentés az Ásvány-kőzettani Laboratórium 1961. évi munkájáról. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- VINCZE J. (1962): A mecseki U-érc lelőhely vanádium dúsulásának vizsgálata. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- VINCZE J. (1965): Érclelencze típusok meghatározása a mecseki lelőhelyen ásvány-kőzettani, fácies- és éromorfológiai bélyegek alapján. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- VINCZE J. (1965): Az uránt kísérő elemek eloszlásának és dúsulásának vizsgálata a mecseki lelőhelyen. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- VINCZE J.—FAZEKAS VIA (1974): Fejezetek az V. üzemi zárójelentéshez: Az ércек kémiai összetétele és geokémiai adottságai. Az ércек ásvány-kőzettani jellemzése. éézzirat. Mecseki Érch. Váll.
- VINCZE J.—HORVÁTI I.—OPANSZKY I. (1970) S³⁴S³² izotópok eloszlása és szerepe a mecseki uránérc képződésbeni Földt. Közl. 100/1.
- VINCZE J.—SOMOGYI J. (1973): A mályszinti bányaművelés és ércfeldolgozás teleptani- és ásvány-kőzettani problémáinak vizsgálata. Kézirat. Mecseki Érch. Váll.
- VIRÁGH K.—VINCZE J. (1967): A mecseki uránérclelőhely képződésének sajátosságai. Földt. Közl. 97/1.
- VIRÁGH K.—SZOLNOKI J. (1970): Baktériumok szerepe a mecseki uránérc keletkezésében és későbbi áthalmazódásában. Földt. Közl. 100. 1.
- Бласов К. А. ред. (1964): Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. I—II. Изд. Наука, Москва

Mineralogical and paragenetical problems of the Mecsek uranium ore

J. Vincze and V. Fazekas

The latest results of the ore-mineralogical examination of the uranium ore of a deposit included in Permian sandstones in the Mecsek Mountains, southern Hungary, are presented. The phases of the minerals belonging to the uranium oxide series and their types of development, the post-coffinite nasturan pseudomorphs and the relationship between nasturan and coffinite are dealt with. Of the sulphide ore minerals associated with uranium ore mineralization (pyrite, marcasite, galena, chalcopyrite, sphalerite, chalcocine, grey copper ore, arsenopyrite), it is pyrite, i. e. the mineral forming their bulk and partly represented by characteristically finely aggregated „bacteriopyrite” and/or spherical pyrite and „framboidal” pyrite, that is considered to be type-determinant (an ore mineralization of pitchblende-pyrite type). The mixed crystal varieties of sulphide minerals, Se-galena-clausthalite, Ni-pyrite-(vaesite-bravoite, etc.), are referred to. In the rust-coloured, so-called „oxidized ore type” constituting a considerable part of the ore, the ore mineral assemblage is added to by goethite and is characterized by increased U⁶⁺ content and the enrichment of uranates.

The textural pattern of the ore mineralization is of typically matrix type. The matrix of sandstone is constituted by carbonate minerals (dolomite, ankerite, calcite), „hydromicas” and ore minerals. The matrix and, consequently, the ore minerals will, to varying extent though, corrode and consume the allothigenic detrital rockforming minerals, the feldspar, quartz-porphry and quartz. The „hydromicaceous” matrix consisting of: 1. Cr-hydromuscovite and Cr-illite (just local products), 2. common hydromuscovite and illite-phengitic illite, 3. V-illite with an excess of vanadium (montroseite + U-vanadate?), a consti-

tuent, more frequent than Cr-hydromica, and 4. finely crystalline-cryptocrystalline quartz, as mineralogical components, is dealt with in detail. The uranium minerals replace the carbonate matrix as well (e.g. along cleavage planes), producing rhythmical-banded segregations or a mixed texture, when combined with hydromicas.

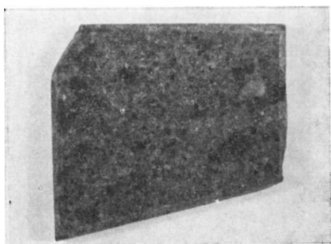
Relying on the overall microscopic and rocktextural pattern and the micromorphology of ore mineralization, the authors have examined the chronology of intraformational mineralization and pointed out the role the successive mineralization processes played in the formation of ores and they have quoted the questions of mineralogy and ore genesis that are still unanswered. The major conclusions they have deduced are the following:

— The absence of probably allothigenic uraninite-pitchblende suggests that the bulk of uranium must have been transported in dissolved form to the sedimentary basin. No mineralized quartz-porphyry or feldspar detritus could be found in a barren environment. This indicates that these minerals were affected by ore mineralization only after being deposited in the basin, though a primary, pre-sedimentary ore mineralization of a part of them cannot be precluded. That the resulting ores are products of incrustation at the expense of the matrix consumed up bears witness to the presence of a sedimentary-metasomatic (polygenic) type of ore mineralization.

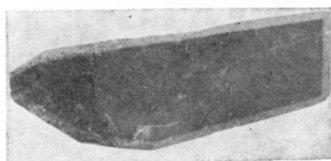
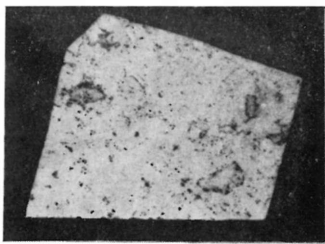
— The role the hydromicas may have played in the mineralization processes has been outlined as follows: The sedimentogenic clay mineral complex and the heterogenic clay minerals resulting from the decomposition of feldspars sorbed uranium- and other metal ions and thus concentrated them. During the formation of hydromica some of the metal ions were released, went into solution, then U precipitated as nasturan, the other heavy metals as sulphide minerals, in a hydrogen-sulphidized reductive environment. In a heavily reductive environment U^{6+} was totally reduced to U^{4+} and, preserved in the silicate complex, it would precipitate as coffinite, a part of which would, in a later phase, be altered to nasturan.

— The coalified plant matter occurring in the sandstone is believed to have played a crucial role in ore mineralization, but this problem is not dealt with.

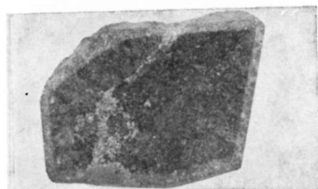
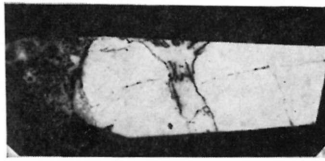
I. Tábla — Plate I



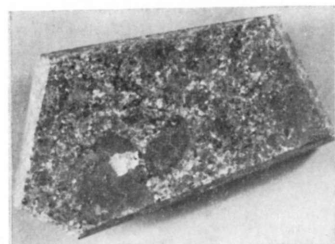
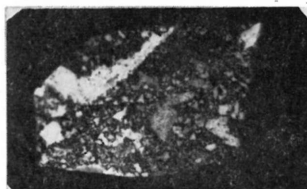
1



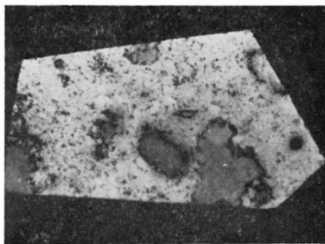
2



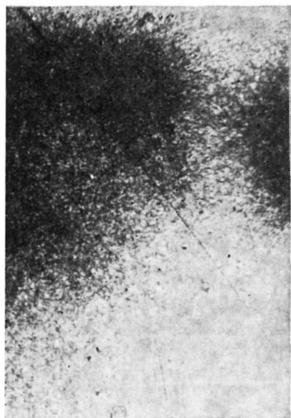
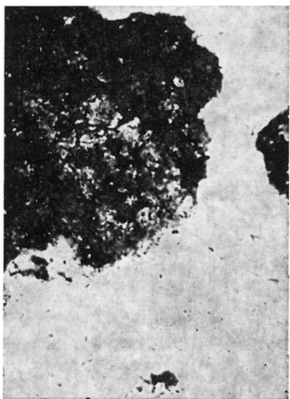
3



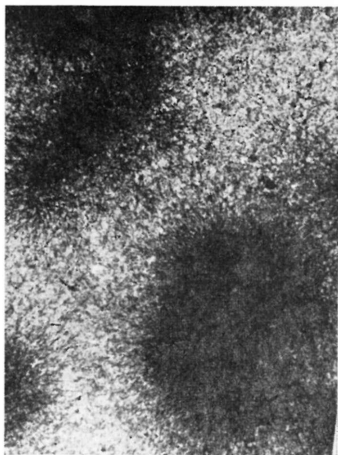
4



II. Tábla — Plate II

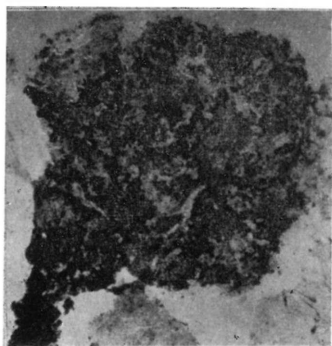


1 a - b

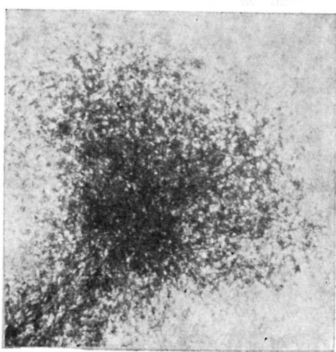


2 a - b

III. Tábla — Plate III



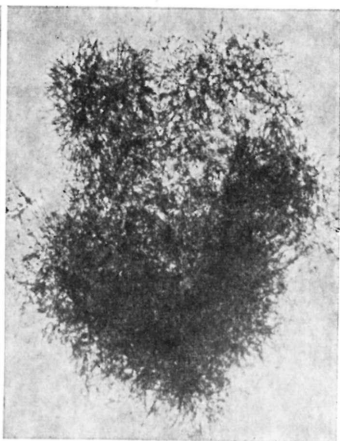
1a



1b

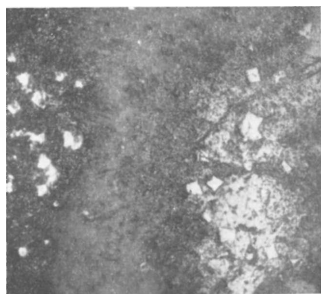


2a

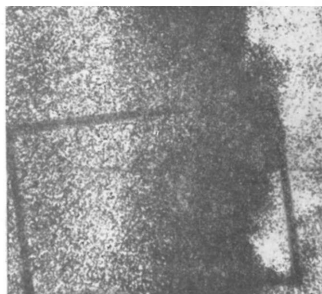


2b

IV. Tábla — Plate IV



1 a

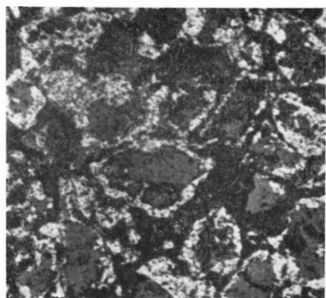


1 b

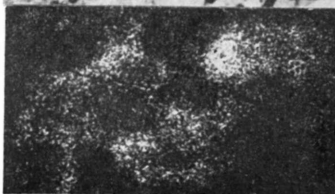
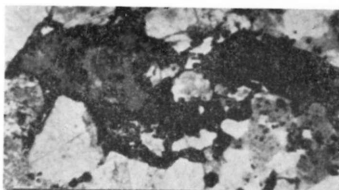


2

V. Tábla — Plate V



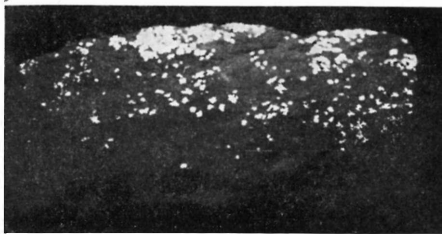
1



2a-b

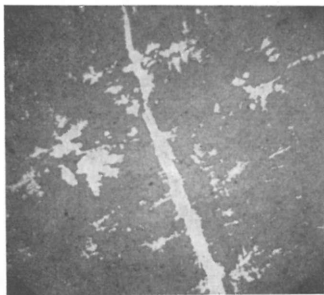


3

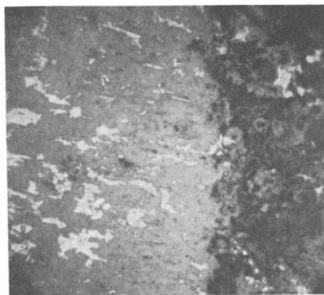


4

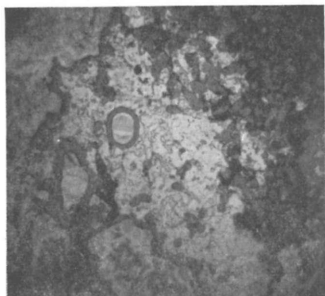
VI. Tábla — Plate VI



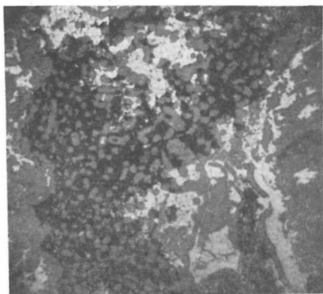
1



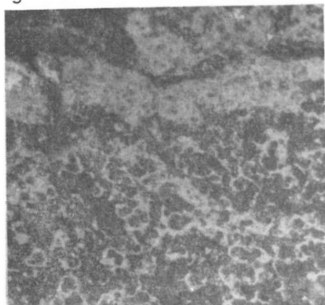
2



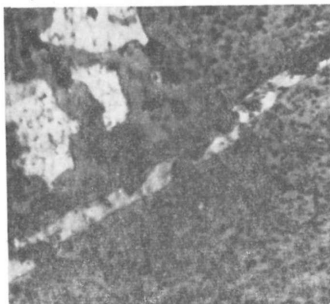
3



4

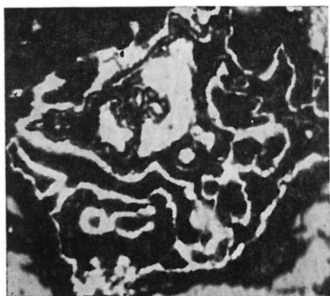


5

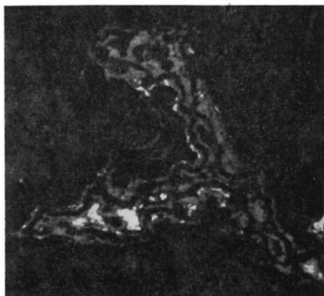


6

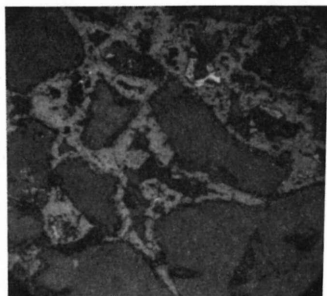
VII. Tábla — Plate VII



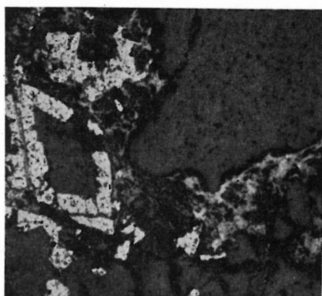
1



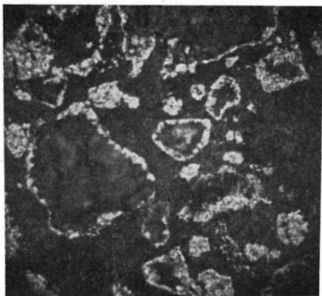
2



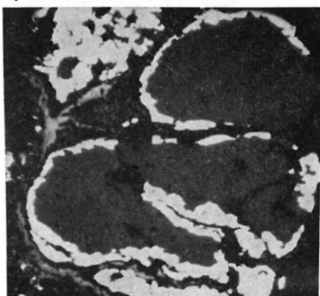
3



4

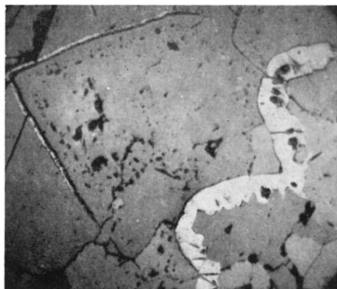


5

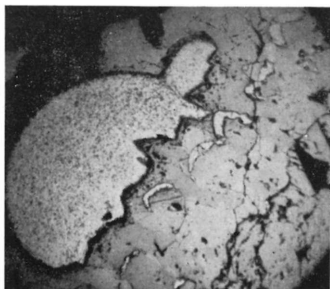


6

VIII. Tábla — Plate VIII



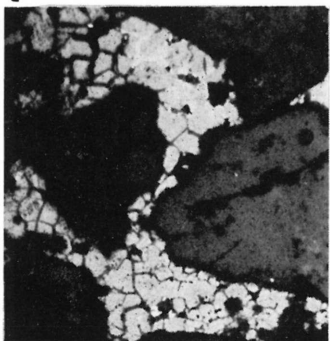
1



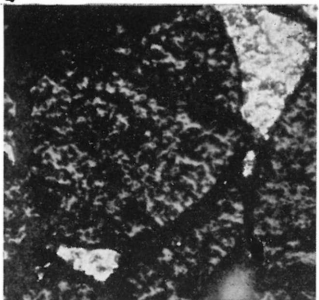
2



3

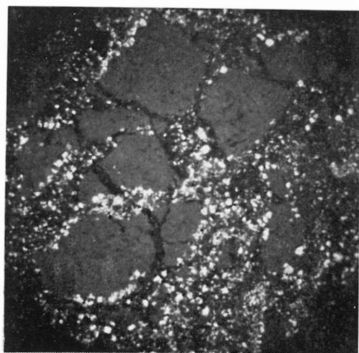


4

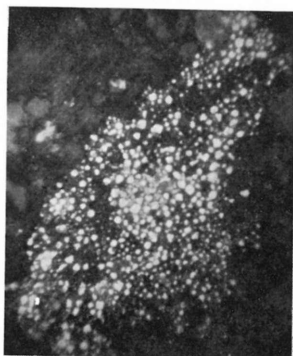


5

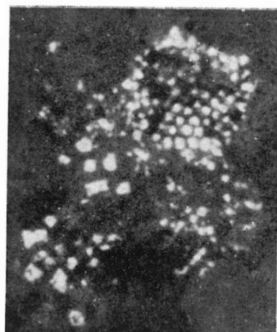
IX. Tábla — Plate IX



1



2



3

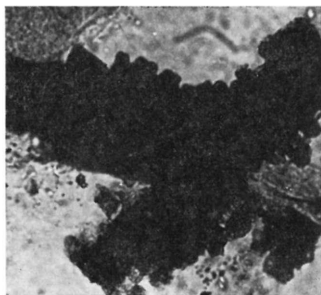


4

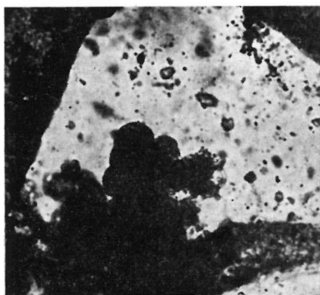
X. Tábla — Plate X



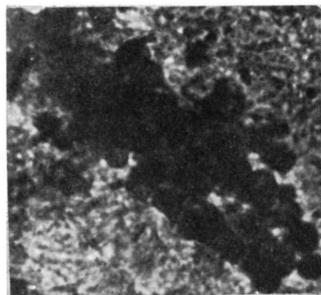
1



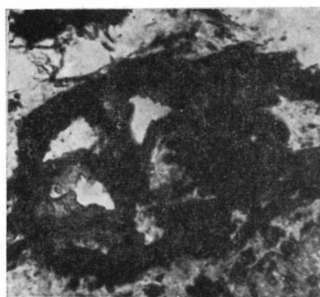
2



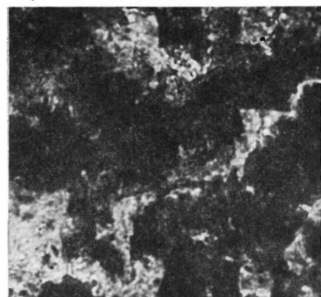
3



4

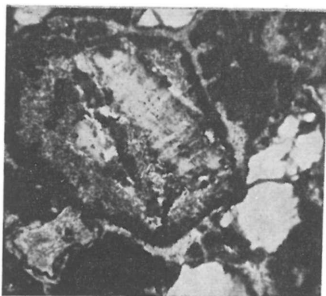


5

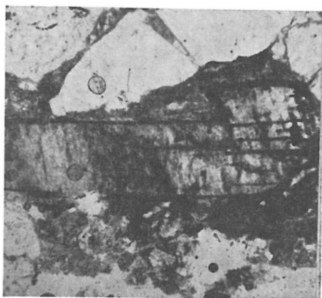


6

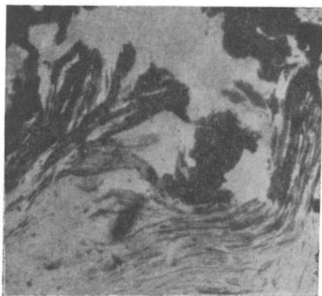
XI. Tábla — Plate XI



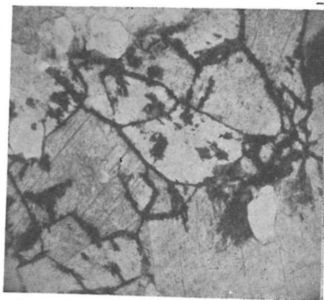
1



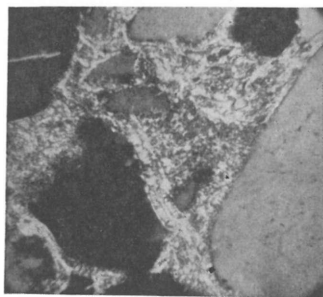
2



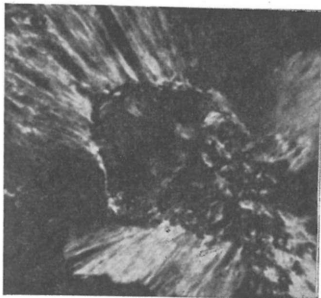
3



4

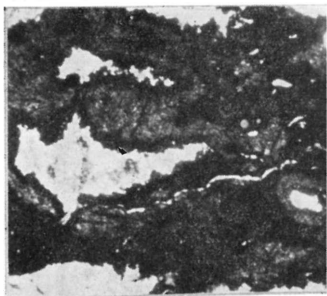


5

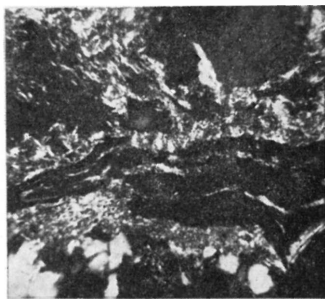


6

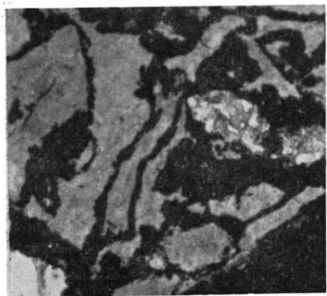
XII. Tábla — Plate XII



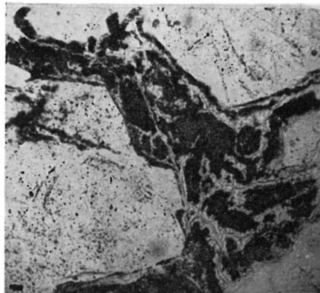
1



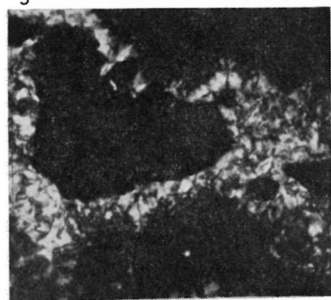
2



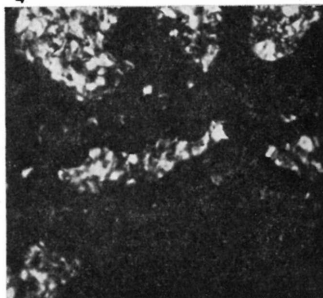
3



4



5



6

Az infraoligocén denudáció nyomai a Budai-hegységben

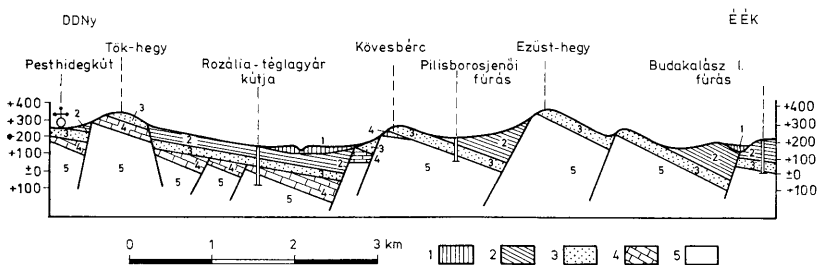
Dr. Jaskó Sándor

(5 ábrával, 1 táblázattal)

A Dunántúli-középhegység északnyugati részében megnyilvánuló infraoligocén denudációnak az eocén kőszéntelepeket lepusztító hatásával már többen is foglalkoztak (TELEGDI ROTH K. 1927, GIDAI L. 1969.). Több beható tanulmány ismerteti az infraoligocén denudációt követő üledékképződés kőzeteit, így a Budai–Pilisi-hegység hárshegyi homokkő formációját (FEKETE Z. 1935, KASZANITZKY F. 1956, BÁLDI T.—NAGYMAROSI A. 1976/a, BÁLDI T. et al. 1976/b.), valamint a Mányi-medence ún. kaolinos homokkő rétegesoportját (KORPÁS L. 1977).

Nem történt meg azonban mostanáig az infraoligocén denudáció által létrehozott fosszilis felszíni formák ösföldrajzi elemzése s a hajdani domborzati formáknak az újra meginduló oligocén üledékképződésre gyakorolt helyi hatásainak kimutatása. E hiány pótlását kívánom az alábbiakban nyújtani. Értekezésemhez felhasználtam a környéken mélyített kőszén- és bauxitkutató fúrások adatait, valamint a régebben készült földtani felvételeket is. Így a budai hegyvidékről HORUSITZKY H. 1938-ban, Budakeszi környékéről JASKÓ S. 1950-ben, Nagykovácsi és Pilisszentiván környékéről SEMPTEI F. 1943-ban, a Nagykevény környékéről SZENTES F. 1934-ben, a Pilisszentkereszt és Csobánka közötti területről HEGEDŰS Gy. 1947-ben, Piliscsaba és Pilisvörösvár környékéről FERENCZ K. 1943-ban, Pilisszántó környékéről JASKÓ S. 1957-ben közölt nyomtatásban is megjelent részletes földtani térképeket. E különböző részlettérképek és leírások összevonásából készült el 1958-ban a terület kinyomtatott 1 : 50 000 földtani térképe (HORUSITZKY F.—MAURITZ B.—SZÓTS É.—SCHRÉTER Z.) és 1966-ban a 200 000-es térképe (JÁMBOR Á.—MOLDVAY L.—RÓNAI A.), illetve a hozzájuk tartozó magyarázó szövegleírások. 1969–74-ben WEIN Gy. a Budai-hegység tektonikai reambulációját végezte el (WEIN Gy. 1977). A legutóbbi években 1 : 10 000 méretarányú építésföldtani térkép is készült a főváros területéről. Ez azonban mostanáig nem jelent meg nyomtatásban.

A Budai-hegységben a hárshegyi homokkőrétegek jelenleg vetődésektől szét-darabolva, ferdére billent helyzetben vannak. A hegygerinceken magasra kiemelkedtek, a medencék mélyén pedig a kiscelli agyag fekvőjében mutatták ki a fúrások (1. ábra). Dolgozatomban a hárshegyi homokkő formációt eredeti képződési formájában, mint összefüggő üledéktakarót tárgyalom, eltekintve az utóbb bekövetkezett tektonikus átalakulásoktól és eróziós lepusztításoktól. A Budai-hegységnek csak az északi felében végeztem a vizsgálataimat, mert itt a hárshegyi homokkő formációnak a bázisrétegei is jól megfigyelhetők felszíni kibuvásokon. A hegység déli felében egyrészt a kellő feltárások hiánya, másrészt pedig az oligocénnél fiatalabb kavicstakarók elterjedése megnehezítette volna az észleléseket.



1. ábra. Földtani szelvényvázlat Pesthidegkúttól Budakalászig (kétszeresen túlmagyarázva). Jelmagyarázat: 1. Negyedkori pataki hordalék, 2. Kiscelli agyag, 3. Hárshegyi homokkő (2–3. oligocén), 4. Nummuliteses mészkő (eocén), 5. Dolomit (triász)

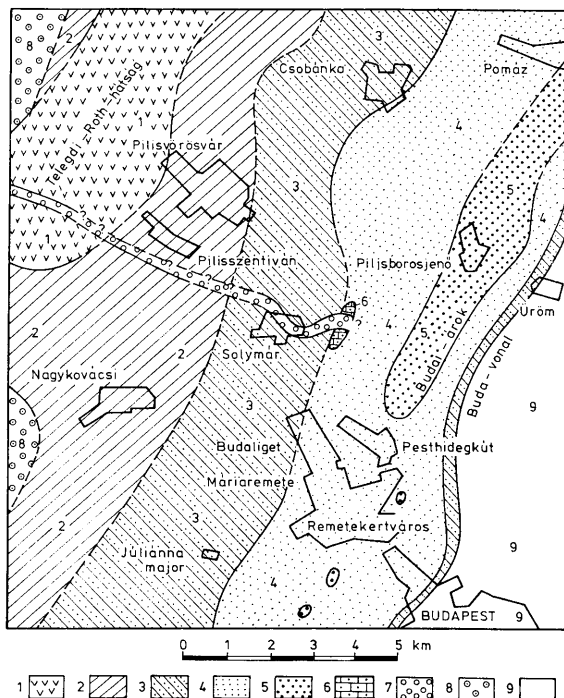
Abb. 1. Geologische Profilskizze von Pesthidegkút bis Budakalász (zweimal übererhöht). Erklärungen: 1. Quartäres Bachgeschiebe, Kisceller Ton, 3. Hárshegyer Sandstein (2–3. Oligozän), 4. Nummulitenkalk (Eozän), 5. Dolomit (Trias)

KASZANITZKY és HARTAI ugyan régebben már elvégezte a hárshegyi homokkő-összetel ásvány-kőzettani laboratóriumi vizsgálatát (KASZANITZKY F. 1956, BÁLDI T. — HARTAI É. et al. 1976/b). A Budai-hegység területéről azonban összesen csak 10 darab kőzetmintát írtak le. Ezért a litosztratigráfiai felosztáshoz szükségessé vált KASZANITZKY és HARTAI vizsgálatait kiegészíteni terepi kőzetmegfigyelésekkel is. Ez utóbbiak kétségtelenül pontatlanabbak a laboratóriumi műszeres méréseknél, de egyszerű és gyors voltaknál fogva jóval nagyobb mennyiségben végezhetők el s így lehetővé teszik a terület egészére vonatkozó litosztratigráfiai szabályszerűségek felismerését. A felszíni feltárásokban mindenütt feljegyeztem a homokkő rétegzettségi típusát, megmértem a kavicszárványok átmérőjét, valamint hozzávetőleges arányát a homokszemek és kötőanyag mennyiségéhez képest. Ezenkívül kb. 50 lelőhelyről több mint 2500 darab kimallott kavicsszemet gyűjtöttem be és vizsgáltam meg. Így sikerült a hárshegyi homokkőösszetelben több egymástól világosan megkülönböztethető kőzetféléseket felismernem és megállapítanom, hogy ezen litosztratigráfiai szintek a rétegsorokban mindenütt meghatározott sorrendben települnek egymásra és horizontális irányú (földrajzi) elterjedésük meghatározott szabályszerűségeket követ. A hárshegyi homokkő formáció (alulról felfelé haladó sorrendben) a következő litosztratigráfiai tagozatokra* (Member) osztható fel:

1. *Báziskonglomerátum tagozat.* Ez átlag 1–5 m vastag, főleg kvarc, kvarcit és sötétszürke grafitpala kavicsok szabálytalan összehalmozódásából áll (3. ábra II. C réteg). A homok és kovás kötőanyag mennyisége igen csekély. A kavicszemek átlagos nagysága 2–3 cm, de a legnagyobb kavicsok eléri az 5–7 cm-t is. Pomáz, Pilisborosjenő és Hidegkút vonalában kb. 7 km hosszú és 1 km széles összefüggő vonulatban mutatható ki. Folytatása nyomokban követhető Budakeszi irányában is.

2. *Kavicsos homokkő tagozat.* A báziskonglomerátum fölött kb. 30 m vastag üledékes következik, amelyben kavicskonglomerátum, kavicsos homokkő és homokkőpadok egymással váltakozva találhatók. A kavicszemek átlagos nagy-

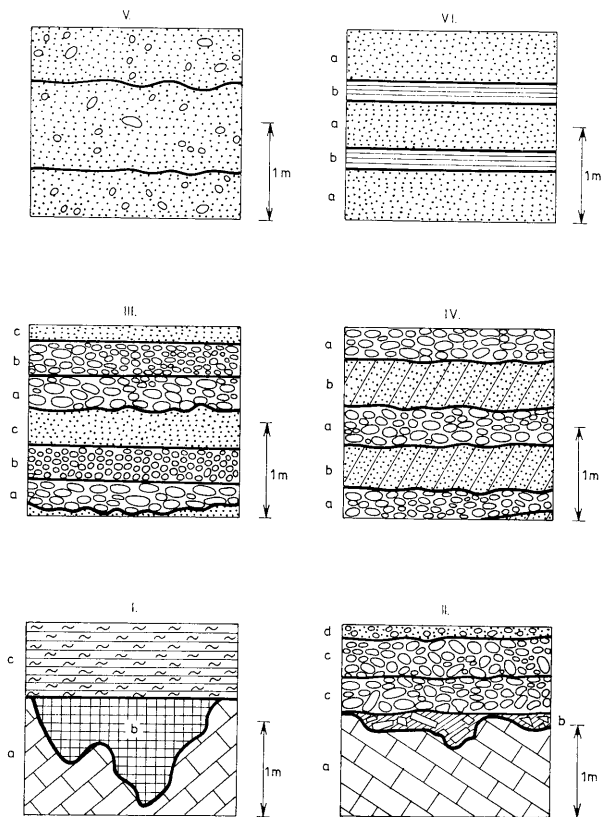
* Ezek „nem hivatalos” litosztratigráfiai egységek.



2. ábra. A hárshegyi homokkő formáció kezdőrétegeinek kifejlődése a Budai-hegységben. Jelmagyarázat: 1. Fosszilis terra rossa, fedőjében vékonylemezes márgával, 2—5. Homokkő (2. kavicsok nélkül, 3. kvarckavicsok max. nagysága 20 mm alatt, 4. kvarckavicsok max. nagysága 20—50 mm, 5. kvarckavicsok max. nagysága 50 mm felett), 6. Lepidocyclus meszes homokkő, 7. Dolomitkonglomerátum és breccsa, 8. Tarka agyag és kavicsos homok, 9. Hárshegyi homokkő formáció nélküli terület

Abb. 2. Ausbildung der Basalschichten der Hárshegyer Sandsteinformation im Budaer Gebirge. Erklärungen: 1. Fossile Terra rossa mit dünnplattigem Mergel im Hangenden, 2—5. Sandstein (2. ohne Gerölle, 3. Maximalgröße der Quarzgerölle unterhalb 20 mm, 4. Maximalgröße der Quarzgerölle 20 bis 50 mm, 5. Maximalgröße der Quarzgerölle über 50 mm), 6. Kalksandstein mit Lepidocyclus, 7. Dolomitkonglomerat und -breccie, 8. Bunter Ton und schottriger Sand, 9. Gebiet ohne Hárshegyer Sandsteinformation

sága 1—2 cm, de a legnagyobb kavicsok 3—4 cm-esek, sőt egy-két helyen (ritkaságként) elérik az 5 cm-t is. Sok helyen előfordul ismétlődő aszimmetrikus ritmicitás: a durva kavicsra apró kavics, majd homokréteg következik (3. ábra III.). Ritkább az ún. diagonális rétegzettség, amikor a ferdén rétegzett homok két egymással párhuzamos kavicsréteg között helyezkedik el (3. ábra IV.). Leggyakoribb az a kifejlődés, amikor a vastagpados homokkő túlnyomó részét homokszemek és kötőanyag (Matrix) teszi ki és a különböző szemnagyságú kavics-



3. ábra. A hárshégyi homokkő formáció rétegzettségi típusai. Jelmagyarázat: I.: Karsztosodott térszínre települő finomszemű üledék. a) Triász dolomit, b) Vörös agyag, c) Barna lemezes márga; II.: A triász alaphegység egyenetlen felületére települő durvaszemű üledék. a) Dolomit, b) Szegletes dolomittörmény, c) Konglomerátum, durvaszemű kvarc-, kvarcit- és grafitpalakavicsokból, d) Homokkő kvarc- és kvarcitkavicsokkal; III.: Aszimmetrikus (három tagú) üledékciklusok ismétlődése. a) Durva kavicskonglomerátum, b) Diagonálisan rétegzett homokkő; IV.: Diagonális rétegzettség. a) Kavicskonglomerátum, b) Apró kavicskonglomerátum, c) Homokkő, rendezetlenül elszórt kvarckavicsokkal; VI.: Finomszemű üledékek egyszerű (két tagú) ciklusossága. a) Aprószemű homokkő kavicsok nélkül, b) Agyag és homokos agyag

Abb. 3. Schichtungstypen der Hárshégyer Sandsteinformation. Erklärungen: I. Feinkörniges Sediment, das auf einem verkarsteten Gelände lagert. a) Triadischer Dolomit, b) Roter Ton, c) Brauner geplatteter Mergel; II.: Grobkörnige Sedimente, die auf der unebenen Oberfläche des triadischen Grundgebirges lagern. a) Dolomit, b) Winklige Dolomittbrekzie, c) Konglomerat aus grobkörnigen Quarz-, Quarzit- und Graphitschiefergeröllen, d) Sandstein mit Quarz- und Quarzitgeröllen; III. Wiederholung asymmetrischer (dreiteiliger) Sedimentationszyklen. a) Grobkörniges Konglomerat, b) Kleinkörniges Konglomerat, c) Sandstein; IV.: Diagonalschichtung. a) Konglomerat, b) Diagonal geschichteter Sandstein; V.: Dickbankiger Sandstein mit unregelmäßig zerstreuten Quarzgeröllen; VI.: Einfache (zweiteilige) Zyklizität feinkörniger Sedimente. a) Kleinkörniger Sandstein ohne Gerölle, b) Ton und sandiger Ton

szemek minden rendszer nélkül elszórtan találhatók benne (3. ábra V.). A kavicsos homokkőtagozat Csobánka, Solymár, Máriaremete, Budakeszi vonalától keletre fordul elő.

Az elmondottak alapján módosítani kell NAGYMAROSI Andrásnak a hárshgyi homokkő formációról tett megállapításait, hogy: „... egy-egy vertikális szelvényben kevés szemcsenagyság változás észlelhető”, továbbá hogy „... a Budai-hegységben a kavicsok maximálisan 1–2 cm-esek” (Földtani Közöny 1976 évf. 356. és 359. oldalak.). Úgy gondolom, hogy NAGYMAROSI megállapításai legfeljebb egyes faunalelőhelyek, illetve kőzetmintavételi helyek begyűjtési pontjaira alkalmazhatók, de helytelen képet adnak a kőzetformáció teljes egészére vonatkozólag.

3. *Vastagpados homokkő, felső részében agyagrétegekkel váltakozva.* A hárshgyi homokkő formáció legfelső tagozata kb. 30 m vastag és fokozatos átmenettel kapcsolódik egyrészt lefelé a kavicsos homokkő, másrészt pedig felfelé a fedőjében megjelenő kiscelli agyag felé. Ez a kavics nélküli homokkő tovább terjed nyugat felé mint az alatta levő kavicsos rétegek. Így a pilisszántói Hosszú-hegy, Pilisvörösvár, Pilisszentiván és Nagykovácsi környékén közvetlenül ez transzgredál a triász alaphegységre.

Megjegyzendő, hogy a Hárshgyi Homokkő Formáció 60–70 m vastag teljes rétegsora csak kevés helyen fordul elő. Egyrészt azért, mert — mint említettem — Ny felé haladva az idősebb tagok sorra kimaradnak, másrészt pedig, mert a sasbércek tetejéről a homokkőösszlet felső részeit az erózió kisebb-nagyobb mértékben letérítolta.

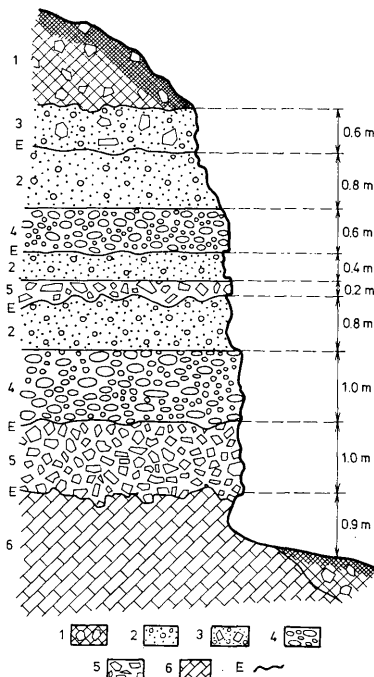
A Budai-hegység területén a fentiekén kívül még három helyi jellegű kifejlődése is van a hárshgyi homokkőösszletnek. Ezek a következők:

4. *A Budai-hegység nyugati peremén* Pilisszentkereszt DNy-i szélén, a klotildligeti Homok-hegyen, Nagykovácsi és Telki között, az Anna-vadászház környékén vörös agyaggal váltakozó homokkőpadok vannak. Itt a kavicsszemek nagysága eléri a 4–5 cm-t, közöttük általában aránylag több a sötétszürke grafitpala és sárgásbarna kvarcit, s kevesebb a fehérszínű kvarckavics, mint a tipikus hárshgyi homokkőben. Szembeötlő a kavicsnak kevésbé koptatott volta is.

5. Egy másik helyi jellegű kifejlődés a solymári *lepidocyclinás meszes homokkő*, mely a Jegenye-patak jobb partján a solymári Várerdő-hegyen és a Várhegy nyugati tövében fordul elő. Ezt a kőületgazdag kifejlődést többen is részletesen ismertették már (HOFMANN K. 1871, 257. o., MÉHES K. 1943, 304. o., BALDI et al. 1976/b, 367. o.).

6. *Dolomit kavicskonglomerátum és breccsa* egymással váltakozó rétegei jól feltárva láthatók a pilisszentiváni Fehér-hegy déli tövében (4. ábra), valamint a Várerdő-hegyen. Mindkét helyen fokozatos átmenettel kapcsolódik a fedőjében levő hárshgyi homokkőpadokhoz. Ez a két felszíni kibúvás légvonalban 5 km-re van egymástól, a Pilisszentiván-solymári-barnakőszénmedence két szemközt fekvő oldalán. A lemélyített kőszénkutató fúrások azonban a mélyben is jól mutatták, hogy az eocén nummulinás mészkő és a kiscelli agyag közé itt egy 20–25 m vastag tarka agyag, homokkő és dolomitkonglomerátum sorozat iktatódik. A dolomitkonglomerátum egy hosszú és keskeny eróziós eredetű bemélyedést tölt ki. Ez az árok több kilométeren át követhető a mélyben. Pilisszentivántól nyugat felé már a felszínre emelkedik a triász alaphegység, s ezért csak sejthetjük a hajdani árok csapásmenti folytatás-irányát a dolomitkonglomerátum itt-ott még most is megmaradt eróziós reliktumai alapján.

A csatolt térképvázlat (2. ábra) a hárshgyi homokkő formáció térbeli elter-



4. ábra. Földtani szelvény a pilisszentiváni Fehér-hegy déli oldaláról. J e l m a g y a r á z a t: 1. Feltalaj és lejtőtörmelék, 2. Szürke homokkő, 1–2 cm-es legömbölyített dolomitkavicsokkal, 3. Vöröses barna homokkő, benne 3–5 cm nagy szegletes törmelék és legömbölyített kavicsok dolomithból, 4. Konglomerátum 1–10 cm-es legömbölyített dolomitkavicsokból, 5. Breccsa, 4–5 cm nagy szegletes dolomittörmelékéből, 6. Porló dolomit (triász), E. Eróziós diszkordanciafelületek

Abb. 4. Geologisches Profil von der Südseite des Fehér-Berges bei Pilisszentiván. Erklärungen: 1. Boden und Gehängeschutt, 2. Grauer Sandstein, mit 1–2 cm grossen, abgerundeten Dolomitgeröllen, 3. Rotbrauner Sandstein, darin 3 bis 5 cm grosse, winklige Schuttkörner und abgerundete Gerölle aus Dolomit, 4. Konglomerat aus 1 bis 10 cm grossen, abgerundeten Dolomitgeröllen, 5. Breccie, 4 bis 8 cm grosse, winklige Dolomitschuttkörner, 6. Pulverulenter Dolomit (Trias), E. Erosionsdiskordanzflächen

jedését mutatja, oly módon hogy mindenütt csakis az ott előforduló legmélyebb tagozatot tünteti fel. Ilyen módon áttekinthető képet nyújt az alaphegység felszínét fokozatosan elborító transzgresszió folyamataráról.

A hárshegyi homokkő formációból általam megvizsgált kavicsok százalékos megoszlását az alábbi táblázat mutatja. A függőleges rovatok a következő tagozatokat foglalják magukba:

1. Báziskonglomerátum

2/a. A kavicsos homokkő tagozatnak a báziskonglomerátum fedőjét alkotó része

2/b. A kavicsos homokkő sorozatnak az alaphegységre települő része, vagyis ahol a báziskonglomerátum hiányzik

4. A Budai-hegység nyugati peremén (Pilisszentkeresztől és Piliscsabától Telkiig) előforduló tarka agyaggal váltakozó kavicsos homokkő

5. Solymári lepidocyclinás meszes homokkő

6. Pilisszentiván-solymári dolomitkonglomerátum

(Az egyes mintacsoportok sorszámozása megegyezik az előzőekben felsorolt litosztratigráfiai tagozatokkal. A 3. sz. tagozatból kavicsmintát nem vizsgáltam.)

A táblázaton a kerekítettség, vagyis az élek és csúcsok letompulása (Roundness) a RUCHIN-féle skálának felel meg.* A kavicsok formáját, habitusát megszabó gömbölyítettséget (Sphericity) a legnagyobb átmérő és arra merőleges két kis átmérő arányának megfelelően (Zingg-féle diagram) osztottam szét: 1. gömbölyű, 2. henger- vagy tojásformára megnyúlt, 3. kerek, lapos, 4. ovális, lapos formákra (VENDEL 1959, 544. o., RUCHIN, 1958, 473. o.).

	1	2/a	2/b	4	5	6
Kerekítettségi fok	0	—	—	—	—	—
	1	1	—	5	17	—
	2	18	17	18	34	5
	3	40	43	35	26	22
	4	41	40	42	31	23
Legömbölyítettségi arányok	1	22	23	16	23	26
	2	58	48	40	38	30
	3	23	18	27	25	27
	4	17	11	17	14	17
Eredeti kőzetanyag:						
kvarc	71	82	66	46	29	—
kvarcit	18	15	21	31	20	—
grafitos pala	11	3	4	18	10	—
triász mészkő és dolomit	—	—	6	4	25	100
triász szarukő	—	—	2	—	16	—
limonit-konkrécio	—	—	1	1	—	—
A megvizsgált kavicsok szemnagysága cm-ben megadva:						
maximális	7,3	4,5	4,5	5,0	3,1	7,0
átlagos	3,0	2,0	2,0	2,0	1,5	3,0

A kvarc, kvarcit és grafitos palakavicsok távoli vidékekről származnak. A triász mészkő és dolomit, valamint a szarukő és limonitos konkrécioik törmelékanyaga a Budai-hegység területéről való. E két csoport, vagyis a helyi eredetű és távolról származó kavics mennyiségének egymáshoz viszonyított aránya felhasználható a litosztratigráfiai beosztásnál. A kizárólag helyi anyagokból felépülő kavicslerakódások csak lokális körülmények között, aránylag kis mennyiségben keletkeztek és mindenütt az alaphegység felszínére települnek. A típusos hárshegyi homokkő legalsó padjai oligomikték: bennük valamennyi felsorolt kavicsféléység megtalálható. A rétegsorban felfelé haladva sorra kifogynak először a helyi eredetű kavicsok, majd eltűnik a grafitos pala, azután a kvarcit-pala is. A legfelső kavicsos rétegek monomikt jellegűek: egyes-egyedül apró tejfehér kvarckavicsok találhatók bennük.

* Az általam használt RUCHIN-féle skálabesorolás (RUCHIN 1958, 474. o. és JÁMBOR 1970, 58. o.) nem azonos a SZÁDECKY KARDOS és VENDEL által ajánlott CVP kerekítettség mérőfokozatokkal (SZÁDECKY KARDOS 1933, 389. o. és VENDEL 1959, 537. o.).

Az egyes kőzetpadoknak az alaphegység felületére közvetlenül transzgredáló részeibe több-kevesebb, szegletes abráziós kőzettörmelék is szokott keveredni. Ennek a transzgressziós breccsának a keletkezésmódja és a kőzetanyaga lényegesen eltér a bázis-konglomerátumétól, ezért attól jól elkülöníthető. De más a települési helyzetük is. Amíg a báziskonglomerátum a hárshegyi homokkő formáció legidősebb tagozata, addig a transzgressziós breccsa felnyúlik a fiatalabb kőzetpadokra is, mint azok marginális képződménye (5. ábra).

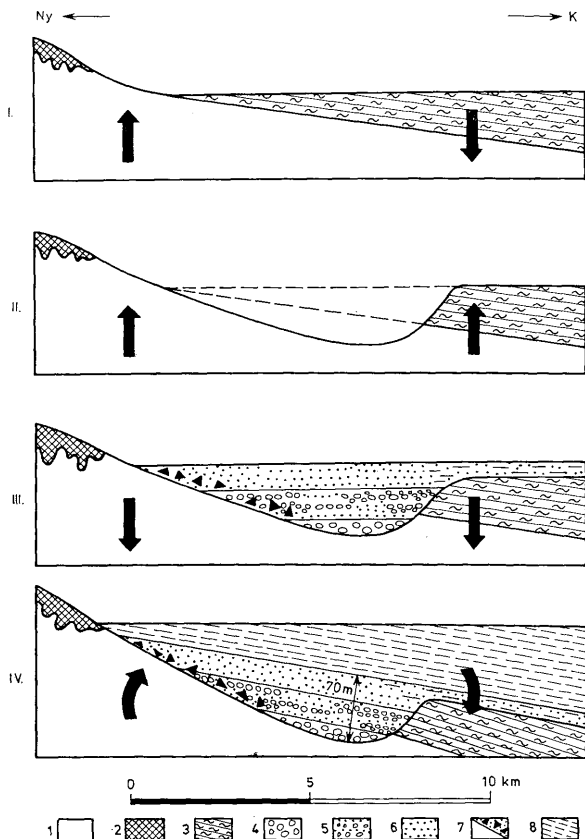
A hárshegyi homokkő formáció kavicsainál a kerekítettség foka és a gömbölyöttségi arány — megállapításom szerint — nem mutat különbséget az egyes litosztratigráfiai szintek között, hanem egyedül a kőzetminőségtől függ. Így például a kvarckavicsok között elég gyakori a közel izometrikus és konvex forma. A kvarcitpala és grafitos pala kavicszemek gyakran hengeresen megnyúlt habitusúak s konkáv mélyedések láthatók rajtuk. A rideg szarukőtörmelék szegletes, síklapokkal határolt, koptatottságnak csak halvány nyomai fedezhetők fel rajta.

Ebben a formációban egyedül a mészkő- és dolomittörmelék koptatottsági fokából következtethetünk a megtett szállítási út hosszúságára. A helyben maradt abráziós törmelék szegletes, ezzel szemben a hosszabb szállítást szenvedett dolomit- és mészkő-kavicsok a fluviatilis lerakódásokban gömbölyű- vagy tojásdad formájúak.

Már többen is közöltek adatokat a Budai-hegység infraoligocén domborzatáról. Elsőnek FERENCZI István ismerte fel, hogy a vidéknek csak a középső részét borította el a hárshegyi homokkő tengere. Megállapította, hogy ettől a tengerágtól nyugatra a Nagyszénás környékén, keletre pedig a János-hegy és Hármashatár-hegy környékén kiemelkedő szárazulatok voltak, amelyeket csak a kiscelli agyagot lerakó tengerkései ingressziója tudott elérni (FERENCZI I. 1925, 207—208. old.). GIDAI L. a Dorog—tatabányai barnakőszénvidék és a Pilis-vörösvár-solymári barnakőszénterület között kiemelkedő és letarolódott területre a „Telegdi-Roth infraoligocén küszöb” elnevezést javasolta (GIDAI 1969, 117. o.). BÁLDI T. és munkatársai 1976-ban megjelent dolgozatukban közlik, hogy a hárshegyi homokkő formáció egy ÉÉK—DDNy csapású medence-részben rakódott le, amelyet — szerintük — kelet felé egy vízalatti zátonysor „a Budai-vonal” határolt le (1976, 359. o.).

Dolgozatom további részében saját vizsgálataim alapján részletekbe menően, bővebben foglalkozom a kérdéssel. Szemléltetésül egy erősen túlmagasított és leegyszerűsített szelvényvázlat sorozatot szerkesztettem, amely a Budai-hegység területének egymást követő földtörténeti szakaszait mutatja be (5. ábra).

A budai márga kezdetben messzebbre terjedt nyugat felé mint a mai határa (I. szelvény). Az infraoligocén denudáció azonban letarolta nyugati szegélyrészeit. Itt egy aszimmetrikus völgy keletkezett, amelynek nyugati, lankásabb völgyoldala a triász alaphegységbe vágódott be. A meredekebb keleti lejtőt a budai márga rétegfejei alkották (II. szelvény). A földtörténet következő szakaszában a völgy bevágódása végetért s megindult a feltöltődés folyamata. Az egymás tetejére rakódó rétegek mind feljebb és feljebb nyúltak a völgyoldalakon. Így — különösen a lankás nyugati völgyoldalon — egyre messzebb terjedtek a fiatalabb üledékek határai (III. szelvény). Amikor a völgyet már teljesen kitöltötték a hárshegyi homokkő formáció üledékei, a legfelső rétegek elérték a keleten emelkedő magaslát felszínét is. Ezzel egyidejűleg megindult a kiscelli agyag formáció üledékeinek lerakódása. A terület keleti része erős süllyedésnek indult s itt vastag agyagtakaró rakódott a budai márga fölé (IV. szelvény).



5. ábra. Erősen túlmagyasított és leegyszerűsített szelvények sorozata, különböző földtörténeti fejlődés-szakaszokról. Jelmagyarázat: I. A felsőeocén — alsóoligocén határa, II. Az alsó- és közésooligocén határa, III. Közésooligocén, IV. A közéso- és felsőoligocén határa; 1. Alaphegység, 2. Terra rossa, 3. Budai márga, 4–7. Hárshegyi homokkő (4. Báziskonglomerátum, 5. Durva homokkő, kavicsokkal, 6. Vastagpados homokkő, felső részében agyagrétegekkel, 7. A triász alaphegység szögletes közettörneléke: transzgressziós breccsa), 8. Kiscelli agyag.

Abb. 5. Eine Reihe von stark überhöhten und vereinfachten Profilen verschiedener geologischen Entwicklungsstadien. Erklärungen: I. Obereozän—Unterozigozän-Grenze, II. Unterozigozän—Mittelozigozän-Grenze, III. Mittelozigozän, IV. Mittelozigozän—Oberoligozän-Grenze; 1. Grundgebirge, 2. Terra rossa, 3. Budaer Mergel, 4–7. Hárshegyer Sandstein (4. Basiskonglomerat, 5. Grobkörniger Sandstein mit Geröllen, 6. Dickbankiger Sandstein, mit Tonschichten in seinem oberen Teil, 7. Winkliges Schuttmateriale des triadischen Grundgebirges: Transgressionsbreccie), 8. Kisceller Ton.

Ez a folyamat, vagyis először a letarolódás és völgybevágodás, azután durvaszemcsésű, majd fokozatosan finomabb szemcsésű üledékek lerakódása, amely a denudációs relief mélyedéseinek feltöltésével, kiegyengetésével járt együtt, iskolapéldája a földtörténeti nagyciklusok első szakaszának (transzgressziós ág). A földtörténeti nagyciklusok során a fáciesjelleg is megváltozik: a terasztrikus képződményeket fluviatilis-lakustris, majd litorális, végül hemipelágikus fáciesű lerakódások szották követni. Ez felismerhető a mi esetünkben is.

A hárshegyi homokkő formáció mindenütt denudációs térszínre települ. Lerakódását jelentős eróziós periódus előzte meg. A hárshegyi homokkő formáció bevezető tagjai a hajdani térszín töbreit kitöltő eluviális képződmények: az alaphegység kőzetének kémiai málladékából származó terra rossa (3. ábra, I. b réteg), továbbá a mechanikai felaprózódásból származó, transzportációt még nem szenvedett, szögletes kőtörmelék (3. ábra, II. b réteg).

Tipikus deluviális fáciesű a pilisszentiváni Fehér-hegy rétegsora (4. ábra). Ez egy nyugatról kelet felé lejtő hosszú és keskeny völgymélyedés talpán keletkezett feltöltés, amelyet egy időszakos vízfolyás hozott létre. A helyi eredetű kőzetek törmelékének szállítását végző vízáramlás megerősödése és meggyengülése, hosszabb vagy rövidebb időn át tartó működése eredményeként változatos rétegsor halmozódott itt fel. A különböző koptatottsági fokú és szemnagyságú dolomitkonglomerátum és dolomithreccsa padok sorozatát eróziós diszkordancia felületek bontják szakaszokra az üledékképződést időnként megszakító lepusztulási periódusokat jelezve.

A Telegdi-Roth-hátság laposabb térszínén helyenként édesvízi mészkőből és szárazföldi tarka agyagból álló üledéksor keletkezett. Egyik piliscsabai fúrás-ban szárazföldi csiga-kőbelekét és *Chara* terméseket találtak ezekből a rétegekből (TELEGDI-ROTH 1923, 13. old.).

Az előzőektől lényegesen eltérő képződmény az a 2–3 m vastag, durva kvarckavicskonglomerátum, amely a rétegsor kezdő tagjaként rakódott le Pomáz, Pilisborosjenő és Pesthidegkút vonalában egészen Budakesziig. Ennek az anyaga nem helyi eredetű, hanem távolabbi vidékekről került ide, amikor a völgy bevágodása befejeződött és megkezdődött a feltöltődés folyamata.

Megfigyelhető, hogy a legdurvább szemű lerakódások mind ebben az alapkonglomerátumban, mind pedig a reá következő homokrétegekkel váltakozó kavicspadokban a hajdani völgy tengelyvonala mentén helyezkednek el. Alluviális síkságok általános jellegzetessége, hogy a hajdani folyómedertől oldalirányba eltávolodva fokozatosan csökkenni szokott a lerakódó üledékek mennyisége és szemcsenagysága (ALLEN 1970, 139. o.).

A következő időszakban az egész terület süllyedni kezdett és ennek következtében a fővölgybe fokozatosan benyomult a tenger, ahol az oszcillációs kéregmozgások hatására delta, laguna és litorális lerakódások váltakoznak egymással. A diagonálisan rétegzett, valamint az aszimmetrikus üledékciklusokat alkotó kavics- és homokrétegek kétségkívül csakis sekély és gyorsan áramló vízben keletkezhettek a szállítóképesség intenzitásának ismételt megváltozása mellett. Ilyen jellegű lerakódások folyami környezetben szoktak létrejönni (3. ábra III. és IV.). A diagonális és aszimmetrikus rétegzésű kavicsos homokkő csak kevés helyen található és faunával nem bizonyítható jellegű.

Sokkal gyakoribb az egyes kavicszemeket rendszertelenül elszórtan tartalmazó aprószemű homokkő. Ez már tengeri, partközeli fáciesű. A hajdani partszegély mentén lerakódott tipikus strand-képződmény a solymári lepidocyclinás meszes homokkőréteg. A benne található tengeri kővületek nagy részének

szilánkokra tört állapota, valamint a szögletes szarukő- és dolomittörmelék aránylag nagy mennyisége a közeli sziklás tengerpart hullámveréses zónájára utal.

A hárshegyi homokkő formáció legfelső tagozatából, vagyis az agyagrétegekkel váltakozó homokkőből (3. ábra VI.) a Budai-hegység számos pontjáról került elő normál sósvízi, szublitórális jellegű fauna (FEKETE Z. 1935, BÁLDI T. et al. 1976). Ez a legfelső tagozat nyugodt körülmények között keletkezett, a durva klasztikus üledékek teljes hiánya a fluviatilis szállítás elmaradását jelzi.

A középsőoligocén kori tengeri elöntés a Budai-hegység területén valószínűleg nem hatolt messzebbre mint Pilisvörösvár és Pilisszentiván nyugati szélé. A piliscsabai vasúti alagút tájékán, valamint attól északra a tengeri abrázió pusztításától megkímélt praecoligocén térszín maradványai, fosszilis terra rossával kitöltött karsztbörök sorakoznak egymás szomszédságában. A tarka agyag felett helyenként vékonylemez agyagmárga (laminit) kevés törmeléke is található, az oligocén kori üledékképződés egyedüli csekély jeleként. Ez a hajdani karsztfennsík lehetett az alsóoligocén korú szárazulat legmagasabbra kiemelkedő része, amelyet egyáltalán nem, vagy csak egészen rövid ideig borított el tengervíz. A triász dolomit felszínén itt mindenütt jól konzerválódtak a hajdani morfológiai formák és az azokat betakaró üledékek.

A középsőoligocén tengerből szigetként kiemelkedő karsztfennsík túlsó, nyugati oldalán a hárshegyi homokkő formációnak némileg eltérő kifejlődését látjuk. A Pilisszentkeresztől Piliscsabán át egész Telkiig megtalálható kavicsos homokkőmaradványok mindenütt egyforma kifejlődésűek egymás között, de mindenütt különböznek a Budai-árok típusos homokköveitől. Ez arra utal, hogy a Budai-hegység nyugati peremén lerakott kavicsos rétegek egy másik völgyrendszer törmelékanyagaként jöttek létre.

Befejezésül megemlítem, hogy dolgozatomban kizárólag egy kis terület helyi ősföldrajzi viszonyaival foglalkoztam. Ezért nem tértem ki távolabbi vidékek oligocén korú, hasonlóan molasz-típusú üledékeinek ősföldrajzi összehasonlítására.

Irodalom — Literatur

- ALLEN, J. R. L. (1970): Physical Processes of Sedimentation. London, pp. 1–248.
- BÁLDI T. — NAGYMAROSI A. (1976/ a): A hárshegyi homokkő kovásodása és annak hidrotermális eredete. Földtani Közlöny 106. köt. pp. 257–271.
- BÁLDI T. et al. (1976/ b): A Hárshegyi Homokkő Formáció kora és képződési körülményei. Földtani Közlöny 106. köt. pp. 353–381.
- BÁLDI T. (1976/ c): A Dunántúli Középhegység és Észak-Magyarország oligocénjének korrelációja. Földt. Közlöny 106. pp. 407–424.
- BALOGH K. (1971): Kőzetstruktúra és üledékképződés. (Az üledékes petrológia újabb eredményei c. gyűjtemény-kötetben) Budapest, pp. 1–58.
- CSÁSZÁR G. — HAAS J. (1977): A formáció fogalom a nemzetközi szakirodalomban és alkalmazásának lehetőségei hazánkban. Földt. Közl. 107. pp. 38–58.
- FEKETE Z. (1935): Adatok a hárshegyi homokkő geológiájához. Földt. Közl. LXV. pp. 126–150.
- FERENCZ K. (1943): A Pilishegy és a tőle D-re eső terület földtani viszonyai. Földt. Int. Évi jelentés. II. köt. pp. 7–27.
- FERENCZI I. (1925): Adatok a Budai-kovácsi hegység geológiájához. Földt. Közl. LV. köt. pp. 196–211.
- FÜLÖP J. et al. (1976): A rétegtani osztályozás, nevezéktan és gyakorlati alkalmazásuk irányelvei. Budapest, pp. 1–32.
- GIDAI L. (1969): A Vértes-Gerecse és a Budai-Pilis hegységek közötti infraoligocén (Telegdi-Roth) küszöb. Földt. Int. Évi Jelentés. pp. 115–121.
- GRIFFITHS, J. V. (1967): Scientific method in analysis of sediments. New York, pp. 1–508.
- HEGEDÜS GY. (1945–47): Adatok a Pilis-hegység földtani ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jelentés II. köt. pp. 173–189.
- HOPMANN K. (1871): A Budai-kovácsi hegység földtani viszonyai. Földt. Int. Évk. I. pp. 199–273.
- HORUSITZKY H. (1938): Budapest dunajbópparti részének hidrogeológiája. Hidrológiai Közlöny XVIII. pp. 1–399.
- HORUSITZKY F. — MAURITZ B. — SZÓTS E. — SCHRÉTER Z. (1958): Budapest és környékének geológiája. (Budapest természeti képe c. műben) Budapest, pp. 35–148.
- JASKÓ S. (1943): A Bicskei-öböl fejlődéstörténete, hegyszerkezete és fűrészei. Beszámoló a Földt. Int. Vitaüléseiről. V. évf. pp. 254–302.
- JASKÓ S. (1950): A budakeszi mezőgazdasági kísérleti telep vízellátása. Hidrológiai Közlöny. pp. 1–4.
- JASKÓ S. (1957): A pilisszántói bauxit. Földt. Int. Évkönyv XLVI. pp. 489–492.
- JÁMBOR Á. — MOLDVAY L. — RÓNAI A. (1966): Magyar-árok az L–34–II. Budapest 200, 000-es földtani térképhez. Budapest, pp. 1–358.

- JÁMBOR Á. — KORPÁS L. (1969/a): A Dunántúli Középhegység kavicsképződményeinek rétegtani helyzete. Földt. Int. Évi Jelent. pp. 75–92.
- JÁMBOR Á. et al. (1969/b): A dunántúli oligocén képződmények rétegtani problémái. Földt. Int. Évi Jelentés. pp. 141–154.
- JÁMBOR Á. (1970): Földtani anyagfeldolgozás terepen. Budapest. pp. 1–78.
- KASZANTZKY F. (1956): Az alsóoligocén (hárshegyi) homokkő ásványközettani vizsgálta. Földt. Közl. LXXXVI. pp. 244–256.
- KOCH A. (1871): A Szt. Endre–Vissegrádi és a Pilis hegység földtani leírása. Földt. Int. Évkönyv. I. pp. 141–198.
- KORPÁS L. (1977): A Mátyás-medence oligocén képződményei. Földtani Kutatás XX. évf. pp. 19–24.
- KRYNNER, P. D. (1975): The Megascopic Study and Field Classification of Sedimentary Rocks. Sedimentary Rocks, Concepts and History. Stroudsburg, Pennsylvania. pp. 64–100.
- KUKAL, Z. (1970): Geology of Recent Sediments. Praha. pp. 1–490.
- MÉHES K. (1943): Alsó oligocén lepidocyclinás képződmény előfordulása Solymáron. Besz. a Földt. Int. Vitaüléseiről V. köt. pp. 303–307.
- PETZJOHN, F. J. — POTTER, P. E. — SIEVER, R. (1973): Sand and Sandstone. New York. pp. 1–618.
- RZŁOZSENIK P. (1925–28): Adatok a Buda-Kovácsi-hegység óharadkori rétegeinek ismeretéhez. Földt. Int. Évi. Jelentés pp. 65–86.
- RUCHIN, L. B. (1958): Grundzüge der Lithologie. Berlin. pp. 1–806.
- SCHRETER Z. (1909): A pilisborosjenői mélyfúrás geológiai eredményei. Földt. Közl. pp. 8–11.
- SEMPETÉ F. (1943): A Nagykovácsi és Pilisszentiván közt kiemelkedő Szénás-hegycsoport földtani viszonyai. A Földtani Szemle melléklete. Budapest. pp. 1–54.
- STRAKHOV, N. M. (1967): Principles of Lithogenesis. Edinburgh—London. Tom. I. pp. 1–245, Tom. II. pp. 1–609.
- STRAUSZ L. (1954): Folyóvízi durva törmelékes kőzetek. Földt. Közl. LXXXIV. pp. 131–134.
- SZÁDECZKY KARDOSS, E. (1933): Die Bestimmung des Abrollungsgrades. Zentralblatt für Miner. Geol. u. Paläont. Abt. B. pp. 389–401.
- SZÁDECZKY KARDOSS E. (1938): Tanulmányok a ferderetégzésekről. Mat. és Termud. Értesítő LVII. pp. 799–829.
- SZÁDECZKY KARDOSS, E. (1971): On the laws governing lithologic cycles and on changes in rates of deposition. Acta Geologica Scient. Hung. Tom. 15. pp. 265–274.
- SZENTES F. (1934): Hegyszerkezeti megfigyelések a Budai Nagykevély környékén. Földt. Közl. LXIV. pp. 283–291.
- SZTRÁKOS K. (1975): A Budapesttől ÉK-re elterülő terület paleogénjének ősföldrajza. Őslénytani Viták 22. füz. pp. 51–69.
- TELEGDI ROTH K. (1923): Paleogén képződmények elterjedése a Dunántúli Középhegység északi részében. Földt. Közl. LIII. köt. pp. 5–14.
- TELEGDI ROTH K. (1927): Infraoligocén denudáció nyomai a Dunántúli Középhegység északnyugati peremén. Földt. Közl. LVII. pp. 32–41.
- TWENHOFEL, W. H. (1950): Principles of sedimentation. New York pp. 1–673.
- VENDEL M. (1959): A kőzetmeghatározás módszertana. Budapest. pp. 1–754.
- WEIN GY. (1977): A Budai-hegység szerkezete. Földt. Közlöny. 107. köt. pp. 329–342.

Spuren infraoligozäner Denudation im Budaer Gebirge

S. Jaskó

Das Gebiet NO von Budapest erhob sich an der Eozän-Oligozän-Grenze. Demzufolge wurde hier die Sedimentation unterbrochen und es begann die Abtragung der Sedimente. Im unteren Oligozän kam ein Denudations-relief zustande. Ein ehemaliges Haupttal lässt sich erkennen, mit fluviatiler Aufschüttung in seinem Talweg. In dieses mündet ein Nebental auf dessen Boden periodische Wasserläufe deluvialen Schutt anhäufte. Auf dem zwischen den Tälern aufragenden Wasserscheidekamm befand sich ein verkarstetes Kalkstein- und Dolomitplateau, in dessen Dolinen sich roter Ton, d.h. fossile Terra rossa, anhäufte.

Im mittleren Oligozän wurde das uns interessierende Gebiet durch Meerestransgression überflutet und dadurch wurde eine marine Sedimentfolge abgelagert.

Der Verfasser hat die unteroligozänen Reliefformen studiert und eine Anzahl von sedimentologischen (megaskopischen) Felduntersuchungen in den mitteloiligozänen Sandstein- und Konglomeratschichten durchgeführt. Dadurch gelang es ihm diese mitteloiligozäne Gesteinsformation lithostratigraphisch ausführlich zu gliedern. Durch diese Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, dass die Lateralverbreitung der aufeinander folgenden lithostratigraphischen Horizonte sich den durch Denudation bedingten Reliefformen anpasste. Anfänglich konnte das Meer nur in die Talsenken eindringen. Mit fortschreitender Senkung wurden die Täler allmählich aufgefüllt und die jüngeren Ablagerungen bedeckten auch schon die höher gelegenen Berghänge. In der Schichtenfolge aufwärts gehen die grobkörnigen und oligomikten Ablagerungen allmählich in feinkörnige und monomikte Sedimente über.

Im NW von Budapest gelegenen Gebiet lässt sich also die transgressive Anfangsphase eines geohistorischen Megazyklus gut beobachten. An der Basis der Schichtenfolge befinden sich stellenweise terrestrische-fluviatile Bildungen. Darüber folgt eine paralische Fazies und noch höher sind neritische Ablagerungen allgemein verbreitet.

A rzehakiás rétegek és a garábi slír koráról nannoplankton és foraminifera vizsgálatok alapján*

Dr. Horváth Mária**—dr. Nagymarosy András**

(3 ábrával, 7 táblázattal)

Összefoglalás: A szerzők a Salgótarjáni-medence és az Északi-Mátra területén felszíni és mélyfúrási szelvényekben vizsgálták a kárpátien korú slír és a rzehakiás rétegek mikroflóráját és faunáját. Megállapítják, hogy mind a kőszénfedő, mind a slír az NN 4-es nannozonába sorolható. A kárpátien foraminifera faunában négy asszociációt különítenek el, melyek fáciesjelzők is. A vizsgálatok alapján a garábi slír jól korrelálható több ausztriai és szlovákiai lelőhellyel.

1. Bevezetés

Az elmúlt években néhány kárpátien korú felszíni és mélyfúrási szelvényt vizsgáltunk a Salgótarjáni-medence és az Észak-Mátra területéről.

Ezeknek a képződményeknek földtani és elterjedési viszonyait viszonylag részletesen ismerjük, őslénytani vizsgálatuk és publikálásuk azonban hiányosabb. Bár a salgótarjáni barnakőszéntelepes formáció, a fedő cardiumos, rzehakiás majd chlamyszos homokkővek és a garábi slír *makrofaunájával* számos szerző foglalkozott [a teljesség igénye nélkül: BARTÓK L. (1961–62), CSEPREGHYÉ MEZNERICS I. (1951; 1954; 1960), HORUSITZKY F. (1939), ID. NOSZKY J. (1930), SCHRETER Z. (1940)], addig a foraminifera faunával foglalkozó publikációk száma elenyésző. (A képződményekből leírt fajok összefoglaló felsorolása és a hozzájuk tartozó irodalmi utalások megtalálhatók: BALOGH K. et al. 1966. 52–65. oldal, ill. ALFÖLDI L. et al. 1975. 140–150. oldal.) Az észak-magyarországi terület kárpátien képződményeinek nannoflóráját vizsgálta BÁLDINÉ BEKE M. (1960) egy-egy rétegtani értelemben pontszerűnek tekinthető feltárásból. Az itt említetteken kívül nagyszámú katalogizálatlan őslénytani adat található az adattári mélyfúrási dokumentációk között.

Jelen cikkünkben nannoflórákat és foraminifera faunákat közlünk arzehakiás rétegekből és a garábi slírből, valamint megkíséreljük elhelyezni ezeket a képződményeket a Standard Neogén Nannoplankton zonációban.

2. A terület és a vizsgált szelvények földtani viszonyai

2.1. A Salgótarjáni-medencében és a Mátra északi előterében előforduló kárpátien képződmények települési sorrendjét a következőkben határozhatjuk meg:

A nógrádi glaukonitos homokkő formáció (eggenburgi emelet) magasabb, regresszív részére tarkaagyag öslesztet (zagypapálfalvi formáció) települ a Salgó-

* Elhangzott az MFT Őslénytani-Rétegtani Szakosztályának 1978. április 19-i ülésén.

** ELTE TTK Földtani Tanszék.

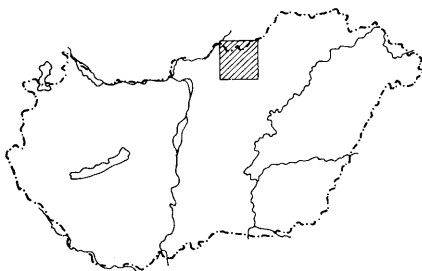
tarjáni-medencében és Mátraalmás vidékén. A recski területen ez a képződmény hiányzik. A gyulakeszi riolittufa formáció (alsó riolittufa) közvetlen fekvőjét alkotja a salgótarjáni barnakőszéntelepes összletnek, mely a medence szélei felé mindenütt kiékelődik. Ennek fedőjében csökkentsősvízi cardiumos és rzehakiás, majd tengeri chlamyszos homok települ. A homokkőre következő nagyvastagságú péлитес összlet (garábi slír) a tárgyalta terület határain messze túlnyúlik. A slír magasabb rétegtani helyzetű regressziós szakaszát a bádenien korú tari riolittufa formáció (középső riolittufa) és a mátrai andezit formáció fedi.

A Rétegtani Bizottság Miocén Albizottságának állásfoglalása szerint (HÁMOR G. előterjesztése 1977) az alsó riolittufa, a barnakőszéntelepes összlet és cardiumos-rzehakiás fedőrétegeinek kora ottngien, a chlamyszos homokkő és a slír kora pedig kárpátien.

2.2. A mátraalmási területről vizsgált mélyfúrási rétegsorok (1. ábra)

A legteljesebb rétegsort harántolt T-9. sz. fúrás az eggenburgien korú ilonavölgyi (nógrádi glaukonitos) homokkőben állt meg. Erre vékony tarkaagyag következik, amely a többi rétegsorból hiányzik. A tarkaagyagra települő, feltehetőleg szárazföldre hullott alsó riolittufa már a másik két mélyfúrásban is megtalálható (T-3, -4), utóbbiakban a riolittufa magasabb, közvetlenül kőszénfekvő része erősen kavicsos és vízmozgás nyomait mutatja. A kőszénösszlet — szemben medencebelseji kifejlődéssel — egytelepes. Fedőjében 20—50 m-között változó vastagságú tufa-, tufit-, tufás durva- és finomhomokkőösszlet települ, mely ősmaradványokat alig tartalmaz. Erre a rétegsorra következik a vastag finomhomokos, agyagos aleurit (garábi slír formáció), amelynek alsó, mindhárom fúrásban megfigyelhető transzgressziós, illetve a T-9 fúrásban harántolt felső regressziós szakaszában közép- és finomszemű homoklencsés szakaszok, arcás és corbulás betelepülések találhatók (BOHNNÉ HAVAS M. határozása).

A három ismertett mátraalmási fúrás a slír bádenien korú vulkanit-fedőképződményeit nem harántolta.



1. ábra. A dolgozatban szereplő terület földrajzi helyzete

1. Fig. Geographical position of the area mentioned in this paper

2.3. A Recsk-103, -109. sz. és a Sirok-1. sz. mélyfúrások rétegsorai (1. ábra).

A recski területen a legteljesebb kárpátien rétegsort az Rm-109. sz. fúrás harántolta, de ehhez nagyon hasonló az Rm-103. sz. fúrás rétegsora is. Mindkét fúrás teljes, faunával és nannoflorával nagyrészt igazolható oligocént tárt fel, melyre az eggenburgien ilonavölgyi homokkő (nógrádi glaukonitos homokkő), majd a tarkaagyagos rétegek kimaradásával az alsó riolittufa települ. A Sirok-1. sz. fúrás tercier összelete közvetlenül diabázra és alaphegységre áthalmozott homokos riolittufával transzgredál (BÁLDI T. — HORVÁTH M. 1970). Mindhárom fúrás feltárta a garábi slirt, igen változó vastagságban (Rm-103. sz. fúrásban 270 m, Rm-109. sz. fúrásban 180 m, Sirok-1. sz. fúrosban 130 m). A slírösszletben vékony andezittelérek és finomszemű, homokos szakaszok figyelhetők meg. A slír közvetlen fedője a középső riolittufa, mely az Rm-103. sz. fúrásban 150 m, a Sirok-1. fúrásban 70 m vastag. Legfiatalabb képződmény a Sirok-1. sz. fúrásban harántolt bádenien korú andezit (mátrai andezit formáció).

A kárpátien makro- és mikrofaunát, ill. nannoflorát magába foglaló garábi slír közettani jellegeiben mindkét vizsgált területen hasonló.

2.4. A kazári ottngangien szelvény

A kazári cigánysor feletti dűlőút bevágásában mintegy 34 m tényleges rétegvastagságban tanulmányozhatók a barnakőszéntelepes összlet fedőképződményei, ill. a slírbe való átmenetük. A rétegsort részletesen leírja és ábrázolja HÁMOR G. (in PAPP et al. 1973. 206—209. oldal).

A rétegsor ezidőszert legmélyebb feltárt tagja egy kb. 50 cm vastag durvaszemű kvarchomokkórétég, felette az 1. sz. barnakőszénteleppel (1. sz. nannominta). A szelvényt ettől felfelé finomhomokos agyagos aleurit és homokkőpadok váltakozása alkotja, a 13—16 méterközben egyszámúban gazdag *Cardium* és *Rzehakia* faunával (2—7. sz. nannominták). Dőlésirányban továbbhaladva a homokkőpadok elmaradnak, a szemcseösszetétel finomabbá válik és a rétegsor fokozatosan átmegy a garábi slír formációba (8—14. sz. nannominták).

3. Nannoplankton vizsgálatok

A Középső-Paratethys oligocén és miocén regionális emeletneveit az utóbbi évtizedben egyre inkább elfogadják, használják hazánkban is. Az emeletek határainak definíciója csaknem kizárólag molluszkafajok vagy -együttesek belépésén vagy kihalásán alapul. Ebből értelemszerűen következik, hogy a MARTINI et WORSLEY (1970) által felállított Standard Neogén Nannoplanktonzonáció zónahatárainak és a regionális emelet határainak egybeesése nem törvényszerű, általában nem is valósul meg. Szükséges tehát a regionális emelet típus-szelvényeinek és a nannozonációnak a pontos párhuzamosítása.

MARTINI és MÜLLER (1975a, 1975b) az ottngangien és kárpátien emeletek ausztriai típus-szelvényeinek nannofloráját vizsgálva arra a következtetésre jutottak, hogy az ottngangien emelet az NN 3 és 4-es nannozonák egy részének, míg a kárpátien emelet az NN 4 és 5-ös nannozonák egy részének felel meg. Munkájukat megnehezítette, hogy az ottngangi szelvényben hiányzott a *Sphenolithus belemnus* BRAMLETTE et WILCOXON faj, amelynek kihalása az NN 3/4 zó-

nahatárt definiálja. Ezáltal az ottnangien emelet és a nannozonáció viszonya tisztázatlan. Az NN4- és 5-ös nannozonában fellépő *Sphenolithus heteromorphus* BRAMLETTE et WILCOXON faj a kárpátien alapszelvényekben csak az NN 5-ös zónában jelentkezik. A fent idézett szerzők ennek alapján megállapítják, hogy a *Sphenolithus heteromorphus* „inváziója” csak a késő kárpátienben érte el a Középső-Paratethys-t.

3.1. A mátraalmási terület (I—II. táblázat).

A T-3, -4, -9-es fúrások rétegsorából kb. 10 m-ként vettünk nannoplankton mintákat. A legteljesebb rétegsort tartalmazó T-9-es fúrás összes mintáját megvizsgáltuk, a T-3 és -4-es fúrások rétegsorának alsó és felső szakaszaiból pedig elégséges számú mintát vizsgáltunk meg ahhoz, hogy ezeket a rétegsorokat a nannoplankton zonációban elhelyezhessük. A nannoflórák faj- és egyedszám tekintetében általában szegényesebbek, mint a hasonló fáciesű bádenien képződmények nannoflórái, valamivel gazdagabbnak mondhatók, mint a hazai fel-

A T-9. sz. mélyfúrás nannoplankton flórája
I. táblázat —

	460—464 m	430—431 m	427 m	410—415 m	405—407 m	390—391 m	381—382 m	375—377 m	366—368 m	357—368 m	345—347 m	338—339 m	327—328 m	314—315 m	301—302 m	295—296 m	297—298 m
<i>Reticulofenestra excajata</i>						r	r										
<i>R. minuta</i>	r	r		f	f			f	f	f	f	c	c	r	f	c	c
<i>R. pseudumbilica</i>						r	r	f	f	f	f				f	f	f
<i>Coccolithus niopelagicus</i>										r	r						
<i>C. pelagicus</i>			f	f	f	f	f	f	f	c	c	c	c		c	c	c
<i>C. sp.</i>										r	r						
<i>Cyclcoccolithus floridanus</i>			r	r			r	r	r			f	f	f	f	f	
<i>C. leptoporus</i>								r			f						
<i>C. rotula</i>																	
<i>Syracosphaera pulchra</i>																	
<i>Discolithus multiporus</i>							r	r		r					r		
<i>Helicopontosphaera ampliapertura</i>				r			r	f	r	r					r	f	
<i>H. euphratis</i>																	
<i>H. kamptneri</i>							r		r								f
<i>H. cf. wallichi</i>											r	r					
<i>Thoracosphaera sp.</i>						r										f	f
<i>Rhabdosphaera pannonic</i>																	
<i>Sphenolithus cf. conicus</i>					r					f	f						
<i>S. heteromorphus</i>									r	f	r						
<i>S. moriformis</i>		r						r	f	f				r			
<i>Braarudosphaera bigelowi</i>					r									r		r	r
<i>Discoaster adamanteus</i>												r					
<i>D. cf. aulacos</i>																	
<i>D. deflandrei</i>											r						
<i>D. divaricatus</i>																	
<i>D. druggii</i>						r											
<i>D. musicus</i>																	
<i>D. trinidadensis</i>																	
<i>D. variabilis</i>																	
<i>Cricolothus jonesi</i>							f	r			r	r	r	f			c
<i>Coronocyclus nitescens</i>												r	r			f	
Áthalmozás krétából			r		r	f	f	r	r	r	r	r	r	f	r	r	r
Áthalmozás eocénből				f		r		r	r	r	r	r	r	f	r	r	r
Áthalmozás oligocénből																	

Jelmagyarázat: r = ritka (rare)
f = néhány (few)
c = általános (common)

gazdagabb) faj- és egyedszámmal. A beágyazó kőzet kárpáti slír, pelitesebb szakaszai gazdag, a betelepülő corbulás padok szegényes nannoflórákat tartalmaznak (T-3. fúrás 264–6 m, T-4. fúrás 155–11 m, T-9. fúrás 391–15 m).

Mindhárom fúrás rétegsora biosztratigráfiai helyzetét tekintve MARTINI NN 4-es nannozónájába sorolható, melynek alsó határát a *Sphenolithus belemnus*, felső határát a *Helicopontosphaera ampliaperta* faj kihalása definiálja. Mintáinkban a *Sphenolithus belemnus* fajt nem találtuk meg, így tehát ezek a minták minden valószínűség szerint az NN 3-as zónánál fiatalabbak. A T-9. sz. fúrás 405–407, ill. 357–358 méterközéből előkerült bizonytalan *Sphenolithus* sp. (*conicus-belemnus* alakkör) egy-egy példány alapján nem akartunk zónahatárt húzni.

A mindhárom rétegsor legfelső mintájából előkerült *Helicopontosphaera ampliaperta* faj igazolja, hogy a rétegsorok legfelső része is még az NN 4-es zónába sorolható, ugyanezt bizonyítja a mintákból helyel-közzel előkerült *Sphenolithus heteromorphus* és *Helicopontosphaera ampliaperta* együttes jelenléte is.

A mátraalmási fúrásokkal feltárt kárpáti slír teljes egészében az NN 4-es zónába tartozik, a kárpátienben húzódó NN 4/5 zónahatárt a rétegsorban nem találtuk meg.

A T-3. sz. és T-4. sz. mélyfúrások nannoplankton flórája
The nannoplankton in the profiles of the boreholes T-3 and T-4

II. táblázat -- Table II

	T-3						T-4							
	305 m	292 m	280 m	274–275 m	263–264 m	253–254 m	6–7 m	190 m	183–184 m	172–173 m	163–164 m	154–155 m	144–145 m	11–12 m
<i>Reticulofenestra minuta</i>			r	f	c	c	c	r		r	f	c	c	
<i>R. pseudoumbilica</i>			r	r	c	c	c	r		r	f	c	c	
<i>Coccolithus miopelagicus</i>					c	c								
<i>C. pelagicus</i>	r	r	f	f	f	c	c	r	r	r	f	c	c	
<i>C. sp.</i>														
<i>Cyclcoccolithus floridanus</i>			f	f	r	f	f				r	f		
<i>C. leptoporus</i>														
<i>Helicopontosphaera ampliaperta</i>				f	r	c	r				r	r	r	r
<i>H. kamptneri</i>			r			r	c	r			r	r		r
<i>H. cf. walkichi</i>							r				r	r		c
<i>Sphenolithus cf. conicus</i>							r							
<i>Sph. heteromorphus</i>														r
<i>Sph. moriformis</i>		r	r			f	f			r	f	f		f
<i>Discoaster cf. aulacos</i>					r									
<i>D. divaricatus</i>			r											
<i>Cricolithus jonesi</i>						r	c						r	f
Áthalmazás krétából				r	r	f	f	r	r	r	r	r	r	r
Áthalmazás eoценből	r		f		f						r	f	r	r
Áthalmazás oligocénből		r				r				r	r	r		

Jelmagyarázat: r = ritka (rare)
f = néhány (few)
c = általános (common)

3.2. A recski terület

Az Rm-103. és -109. sz. mélyfúrások kárpátien szakaszának nannoflóráival itt nem foglalkozunk. Ezek nemcsak faj-, hanem egyedszámban is rendkívül szegényesek, szintjelző formákat jóformán nem tartalmaznak.

3.3. Egyéb minták (III. táblázat)

A Nagybátony—Szorospaták völgyében, felszíni feltárásból vett slírminta kora ugyancsak NN 4-es zónának felel meg.

A K-Cserhátban az acsai Papucs-hegyen levő kavicsbányában durvahomokos kavicsra települ a molluszkafaunával igazolhatóan kárpátien korú slír (BÁLDI T. szóbeli közlése). A két képződmény határáról, ill. a slírből vett egy-egy minta együttesen tartalmazza a *Sphenolithus heteromorphus* és *Helicopontosphaera ampliaperta* fajokat. Tehát a garábi slír alsó szakaszának képződése itt is az NN 4-es zóna időintervallumában indult meg.

A kazári rzehakiás-congeriás kőszénfedő korát a *Rzehakia* fajok jelenléte miatt a szakirodalom konvencionálisan ottngangien korúnak tekinti. Az észak-magyarországi — dél-szlovákiai rzehakiás rétegek foraminifera faunája azonban olyan alakokat is tartalmaz, melyek a kárpátiemeleltre jellemzőek (KANTOROVÁ, V., ONDREJICKOVÁ, A., VASS, D. in PAPP et al. 1973.).

A Salgótarjáni-medence rzehakiás kőszénfedőjéből előkerült sztenohalin plankton foraminiferák (LAKY I. in PAPP et al. 1973.) és a kazári szelvényben talált cápa fogas, tere dős rétegek a rzehakiás, csökkentsósvízű laguna részleges kapcsolatát jelzik a normális sótartalmú tengerrel. Ez ad magyarázatot arra is, hogy a Kazár 2—3. sz. mintákban hogyan fordulhat elő a közismerten sztenohalin természetű nannoplankton. A nem túl gazdag flórában a *Sphenolithus heteromorphus* és *Helicopontosphaera ampliaperta* fajok együttes előfordulása NN 4-es zónát jelöli. A rzehakiás rétegekre települő slír (14. sz. minta) ugyancsak az NN 4-es zónába sorolható.

A Sajó-völgyben mélyített Sajóvelezd (Sv)-49. sz. mélyfúrás 390 m-ében, a barnakőszén rzehakiás fedője ugyancsak egyértelműen az NN 4-es nannozónába tartozik.

Egyéb vizsgált minták nannoplankton flórája
The nannoplankton from other samples

III. táblázat — Table III

	Kazár								Sajóvelezd (Sv)- 49. f. 390 m	Szorospataki slír	Acsa-Papucs-hegy kavicsos slír
	1. sz. minta	2. sz. minta	3. sz. minta	4. sz. minta	5. sz. minta	6. sz. minta	7-13. sz. min- ták	14. sz. minta			
<i>Reticulofenestra minuta</i>		r						f	f	a	
<i>Reticulofenestra pseudumbilica</i>								f	f	f	f
<i>Coccolithus pelagicus</i>		f						f	f	c	f
<i>Coccolithus floridanus</i>		f						f	f		
<i>Cyclolithella</i> sp.		f									
<i>Discolithina latelliptica</i>		r									
<i>Helicopontosphaera ampliaperta</i>		r						f	f	f	r
<i>Helicopontosphaera kamptneri</i>			r					r	r	c	f
<i>Sphenolithus heteromorphus</i>				üres (empty)	üres (empty)		üres (empty)	r	r	r	r
<i>Sphenolithus moriformis</i>						r		f		f	r
<i>Discoaster adamantinus</i>										r	
<i>Discoaster variabilis</i>										r	r
<i>Cricolothus jonesi</i>									f	r	
Áthalmazás eocénből		r							r	c	r
Áthalmazás krétából									r		

Jelmagyarázat: r = ritka (rare)
f = néhány (few)
c = általános (common)
a = gyakori (abundant)

A T-9. sz. mélyfúrás foraminifera faunája
The foraminifera-fauna in the profile of the borehole T-9.

	16-18 m	27-28 m	36-37 m	45-46 m	64-66 m	76-78 m	85-87 m	95-97 m	103-105 m	115-117 m	128-129 m
<i>Rhabdammina abyssorum</i> M. SARS											
<i>Rh.</i> sp.											
<i>Bathysiphon filiformis</i> M. SARS							✓				
<i>B.</i> sp.											
<i>Hyperammina</i> sp.											
<i>Ammodiscus miocenicus</i> (KARRER)											
<i>Reophax pilulifera</i> M. SARS								✓			
<i>Cribrostomoides columbienis moraviae</i> CICHÁ et ZAPLET										✓	
<i>Cyclammina carpatica</i> CICHÁ et ZAPLETALOVA											
<i>C.</i> sp.											
<i>Alveolophragmium crassum</i> (REUSS)											
<i>Reticulophragmium</i> cf. <i>venezuelanum</i> (MAYNC)						✓				✓	
<i>R. carpaticum</i> CICHÁ et ZAPLET.					✓				✓		
<i>Ammomarginulina</i> sp.											
<i>Spiroplectammina carinata</i> (ORBIGNY)				✓							
<i>Sp.</i> cf. <i>pectinata</i> (REUSS)											
<i>Textularia lanceolata</i> KARRER					✓				✓		
<i>T. gramen abbreviata</i> ORBIGNY										✓	
<i>T.</i> sp.											
<i>Budasthevelia wilsoni</i> (SMITH)											
<i>Martinottiella communis</i> (ORBIGNY)											
<i>Spiroloculina compressiuscula</i> KARRER											
<i>Sp. tenuissima</i> (REUSS)					✓						
<i>Quinqueloculina seminula</i> (LINNE)											
<i>Sigmoilopsis celata</i> (COSTA)				✓	✓						
<i>Spirosigmoina tenuis</i> (CZJZEK)							✓				
<i>Triloculina consobrina</i> ORBIGNY						✓					
<i>Tr.</i> sp.				✓							
<i>Lagena clavata</i> (ORBIGNY)	✓										
<i>L. gracilicosta</i> REUSS											
<i>Lenticulina inornata</i> (ORBIGNY)	✓	f	f	r	f	f	f	f	f	r	✓
<i>Pseudonodosaria aequalis</i> (REUSS)											
<i>Pleotofrondicularia digitalis</i> NEUGEBOREN				✓							
<i>Pl. varicosta</i> (KARRER)											
<i>Amphimorphina hauerina</i> NEUGEBOREN											
<i>Globulina gibba</i> ORBIGNY				✓							
<i>Guttulina problema</i> ORBIGNY											
<i>Fissurina laevigata</i> (REUSS)						✓					
<i>Bohivina antiqua</i> ORBIGNY	✓	✓	✓	✓							
<i>B. dilatata dilatata</i> REUSS	✓	✓	✓	✓	✓						
<i>B. fastigia</i> CUSHMAN		✓	✓	✓	✓						
<i>B. plicatella</i> CUSHMAN		✓	✓	✓	✓	✓					
<i>B. plicatella mera</i> CUSHMAN et PARKER		✓	✓	✓	✓	✓	✓				
<i>B. pokornyi pokornyi</i> CICHÁ et ZAPLETALOVA		✓	✓	✓	✓	✓	✓				
<i>B. cf. reticulata</i> HANTKEN						✓	✓				
<i>B. scalprata miocenica</i> MACFADYEN			✓	✓	r	✓	✓				
<i>Uvigerina</i> cf. <i>acuminata</i> HOSIUS			✓	✓	✓	✓		✓		✓	✓
<i>U. bononiensis primiformis</i> F. et T.	✓										
<i>U. graciliformis</i> PAPP et TURN.	✓				f						
<i>U. parkeri breviformis</i> PAPP et TURN.											
<i>Stilostomella approximata</i> (REUSS)											
<i>St. consobrina</i> (ORBIGNY)											
<i>St. pyrula</i> (ORBIGNY)			✓								
<i>Bulimina affinis</i> ORBIGNY										✓	
<i>B. striata</i> ORBIGNY											
<i>Pragelobobulimina ovata</i> (ORBIGNY)											
<i>Pr. pupoides</i> (ORBIGNY)		✓	✓	✓		✓	✓				
<i>Stainforthia schreibersiana</i> (CZJ.)		✓	✓	✓	r	✓					✓
<i>Reussella spinulosa</i> (REUSS)					✓						
<i>Trifarina angulosa</i> (WILLIAMSON)											
<i>Valvulineria complanata</i> (ORBIGNY)	✓		✓	f	r	f	r	r	r		c
<i>Ammonia beccarii</i> (LINNE)	f	f	f								
<i>Elphidium flexuosum subtypicum</i> PAPP			✓	✓							
<i>Globigerina</i> cf. <i>angustumbilicata</i> BOLLÉ	✓	✓	✓								
<i>Gl. bolléi lentiana</i> RÖGL			✓		✓	✓	✓			✓	✓
<i>Gl. cf. bulloides</i> ORBIGNY						✓	✓				
<i>Gl. cf. ciperoensis</i> BANNER et BLOW	✓	✓	✓	✓	✓	✓		f	✓		✓
<i>Gl. ciperoensis outnangensis</i> RÖGL			✓	✓	✓	✓	✓				
<i>Gl. concinna</i> REUSS	✓	✓	✓	✓	✓	✓		✓		✓	✓
<i>Gl. foliata</i> BOLLÉ				✓	✓	✓					

IV. táblázat — Table IV

[illegible]

	16—18 m	27—28 m	36—37 m	45—46 m	64—66 m	76—78 m	86—87 m	96—97 m	103—105 m	115—117 m	128—129 m
<i>Gl. praebulloidis oclusa</i> BANNER et BLOW	v	v		v	v			r	v	r	f
<i>Gl. praebulloidis praebulloidis</i> BLOW			v	v	v	v	v				
<i>Gl. sp.</i> (RÖGL után)			v					f			
<i>Globigerinoides trilobus</i> (REUSS)				v	v	v		v	v	v	v
<i>Globorotalia obesa</i> POLLI	v			v	v	v					
<i>Cibicides pygmaeus</i> (HANTKEN)				v				v		v	v
<i>Coryphostoma cf. sinuosa</i> (CUSHMAN)											
<i>Caucasina elongata</i> (ORBIGNY)					v						
<i>C. schishkinskayae</i> (SAMOILOVA)		v			v						
<i>C. subulata</i> (CUSHMAN et PARKER)	v					v			v		
<i>Cassidulina laevigata</i> ORBIGNY		v	v	v			v				
<i>Globocassidulina oblonga</i> (REUSS)						v					
<i>Gl. subglobosa</i> (BRADY)						v					
<i>Florilus boueanus</i> (ORBIGNY)	r	r	f	f	c	c	c	c	c	c	c
<i>Pullenia bulloides</i> (ORBIGNY)	v										
<i>Alabamina cf. tangentialis</i> (CLODIUS)											
<i>Gyroldina cf. neosoldanii</i> (BROTZEN)		v	v		v						
<i>Cibicoides pseudoungerianus</i> (CUSHMAN)	v	v	v	v			v				
<i>Hanzawaia boueana</i> (ORBIGNY)											
<i>H. boueana crassiseptata</i> CICHÁ et ZAPLETALOVA			v	v							
<i>Heterolepa dutemplei</i> (ORBIGNY)	v	v	r	f	r	c	c	f	r	r	v
<i>Melonis soldanii</i> (ORBIGNY)											

Jelmagyarázat: v = nagyon ritka (very rare)

r = ritka (rare)

f = néhány (few)

c = általános (common)

a = sok (abundant)

4. Foraminifera vizsgálatok

4.1. Mátraalmási terület

A mátraalmási barnakőszénkutató területen három vizsgált fúrásszelvény közül a legteljesebb foraminifera faunát a T-9. jelű szolgáltatta. Teljes faunák kerültek vizsgálatra, azaz a kb. 0,5 kg iszapolt anyagból az összes foraminifera példányt kiválogattuk és meghatároztuk. A táblázatokban szereplő jelzések az egyes fajok gyakoriságát, példányszámát jelzik az alábbiak szerint:

v = 1—5 példány; r = 6—10 példány; f = 11—20 példány; c = 21—50 példány; a = 51—100 példány.

A barnakőszéntelepek közvetlen fekvő- és fedőrétegei foraminifera faunát nem tartalmaztak, a fauna általában 30—50 m-rel a telepek felett jelent meg. A garábi slírben a következő foraminifera-asszociációkat lehetett elkülöníteni alulról felfelé haladva a rétegsorban:

— *Ammonia beccarii*-*Florilus boueanus*-os együttes (T-9. és T-4. jelű fúrásokban). E két faj igen nagy gyakorisággal fordul elő az együttesben, mellettük néhány agglutinált forma (pl. *Spiroplectammina carinata*, *Spirosigmoilina tenuis*), valamint kevés egyéb mészvázú bentosz is megtalálható. Jelentős a szivacsstűk mennyisége, melyeket kevés spatangida és ostracoda kísér. Az asszociációt tartalmazó rétegek maximális vastagsága 80 m (T-9. sz. fúrásban). Az ammoniás faunával párhuzamosítható a T-3. sz. fúrás *Spirosigmoilina tenuis*-os együttese, melyben a *Sp. tenuis* mellett a *Spiroplectammina carinata*, *Textularia lanceolata*, *Florilus boueanus* a leggyakoribb formák.

	6—7 m	25—26 m	44—45 m	85—86 m	102—103 m	116—117 m	135—136 m	154—155 m	162—163 m	177—178 m	188—189 m	194—195 m	203—204 m	215—216 m	222—223 m	232—233 m	243—244 m	253—254 m
<i>Hansawia boueana</i> (ORBIGNY)				v	v			v										
<i>H. boueana crassiseptata</i> CICHÁ et ZAPL																		
<i>Heterolepa dutemplei</i> (ORBIGNY)	c	f	f	a	a	v	f		v	v								
<i>Melonis soldanii</i> (ORBIGNY)					v		v								r			

Jelmagyarázat: v = nagyon ritka (very rare)
r = ritka (rare)
f = néhány (few)
c = általános (common)
a = sok (abundant)

A T—4. sz. mélyfúrás foraminifera faunája
The foraminifera-fauna in the profile of the borehole T—4.

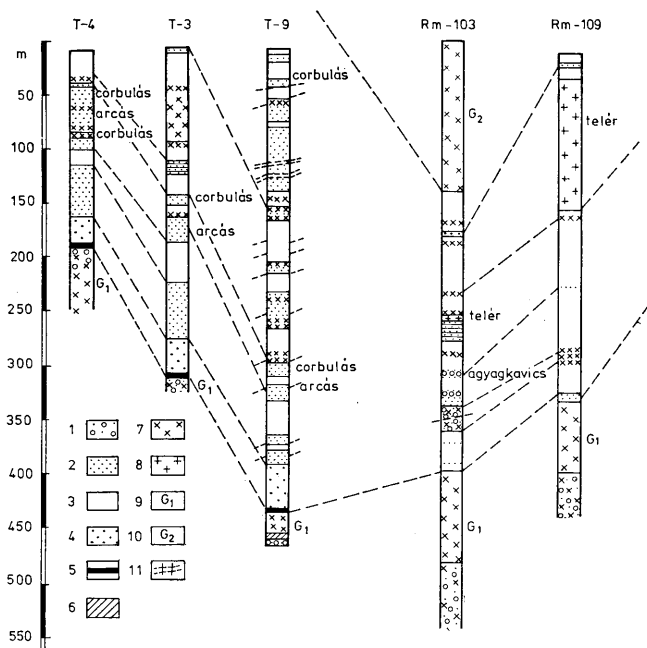
VI. táblázat — Table VI

	11—14 m	21,5—22,5 m	33—34 m	44—45 m	55—59 m	66,3—67,3 m	75,9—76,9 m	86,8—86,8 m	95,6—96,6 m	107—108 m	115—116 m	136—137 m	134—135 m	144—145 m	154—155 m
<i>Bathysiphon filiformis</i> M. SARR		v	v			v				v					
<i>Hyperammina</i> sp.		v					v								
<i>Reophax pilulifera</i> M. SARR															
<i>Cribrostomoides columbiensis moravica</i> CICHÁ et ZAPLETALOVA		r	f	v	v	v		v		v	v	v	v		v
<i>Cyclanmina carpatia</i> CICHÁ et ZAPL.	v	f	f							v	v				
<i>Cyclanmina</i> div. sp.															
<i>Alveolophragmium cf. crassum</i> (REUSS)			r								v				
<i>Reticulophragmium carpaticum</i> CICHÁ et ZAPLETALOVA	v	v	r												
<i>R. cf. venezuelanum</i> (MAYNC)	v	v	v				v	v		v	v				
<i>Ammomarginulina</i> sp.		v	v												
<i>Spiroplectammina carinata</i> (ORBIGNY)											v			v	
<i>S. pectinata</i> (REUSS)															
<i>Textularia lanceolata</i> KARRER	v	r	f		f	v	f	r	f	r		v			
<i>Budasevella wilsoni</i> (SMITH)		v	r												
<i>Sigmoilopsis celata</i> (COSTA)															
<i>Spirosigmoilina tenuis</i> (CZJZEK)															
<i>Lenticulina incornata</i> (ORBIGNY)	v	r	v	v	v	c		v	v	v	r			v	
<i>Margulinina hirsuta</i> (ORBIGNY)															
<i>Pseudonodosaria aequalis</i> (REUSS)			v	v											
<i>Plectofrondicularia digitalis</i> NEUGEBOREN				v											
<i>Bolivina scalprata micenica</i> MACFADYEN			v	v											
<i>Uvigerina graciliformis</i> PAPP et TURNOVSEKY			v								f	a		v	
<i>Siphogenerina</i> sp.				v											
<i>Stilostomella approximata</i> (REUSS)			v	v											
<i>S. elegans</i> (ORBIGNY)			v	v											
<i>Bulinina striata</i> ORBIGNY				v											
<i>Stainforthia schreibersiana</i> (CZJZEK)	v	v													
<i>Ammonia beccarii</i> (LINNE)							v			r		v		c	c
<i>Globigerina ciperoensis otnangenensis</i> RÖGL										v					
<i>Gl. sp.</i>	v		v												
<i>Globigerinoides trilobus trilobus</i> (REUSS)															
<i>Eponides umbonatus</i> (REUSS)															
<i>Caucasina elongata</i> (ORBIGNY)			v												
<i>Florilus boueianus</i> (ORBIGNY)	v	f	v		f	r	r				v	f			
<i>Fulenta bulloides</i> (ORBIGNY)		v	v												
<i>Gyrogonina soldanii</i> ORBIGNY	v	v													
<i>Heterolepa dutemplei</i> (ORBIGNY)	v	f	r				v			f	r	f			v
<i>Melonis soldanii</i> (ORBIGNY)	v		v												

Jelmagyarázat: v = nagyon ritka (very rare)
r = ritka (rare)
f = néhány (few)
c = általános (common)
a = sok (abundant)

— *Globigerinás asszociáció*, mely a T-3. és T-9. sz. fúrásokban ismerhető fel. Jellemző a planktonban gazdagabb fauna, *Globigerina praebulloides praebulloides* és *Gl. ciperoensis ottnangensis* gyakoriságával. Hiányzik azonban a *Globigerinoides sicanus* (= *Gl. bisphaericus*). A T-9. fúrásban a globigerinás együttesben gazdag *Uvigerina*- és *Bolivina*-fauna is megfigyelhető, *U. graciliformis*, *U. bononiensis primiformis*, *Bolivina plicatella*, *B. plicatella mera*, *B. scalprata mioceni-ca*, *B. pokornyi pokornyi* gyakoriságával. Ez a faunaegyüttes képviselheti a legmélyebbvízi környezetet.

Az asszociációk rétegsorbeli elhelyezkedését és egymáshoz való viszonyát a 2. sz. ábrán tüntettük fel.



2. ábra. A mátraalmási T-3, -4, -9. és a recski Rm-103, -109. sz. mélyfúrások rétegsorai. J e l m a g y a r á z a t : 1. Konglomerátum, durvahomokkő, 2. Homoklencsés slir, 3. Agyagos, finomhomokos aleurit (slir), 4. Tuffit-tufa-durvahomokkő-finomhomokkő váltakozása, 5. Barnaköszén, 6. Tarkaagyag, 7. Tufa-tuffit, 8. Andezit, 9. G_1 = Alsó riolitufa, 10. G_2 = Középső riolitufa, 11. Vetődés

2. Fig. The profiles of the boreholes T-3, -4, -9. in Mátraalmás and Rm-103, -109. in Recsk. Legend: 1. Conglomerate, coarse grained sandstone, 2. Clayey, sandy silt („Schlier”) with sandy lenses, 3. Clayey, sandy silt, „Schlier”, 4. Alternating succession of tuffits-tuffs-coarse grained and fine grained sandstones, 5. Coal, 6. Continental red beds, 7. Tuff and tuffit, 8. Andesite, 9. G_1 = Lower rhyolite tuff, 10. G_2 = Middle rhyolite tuff, 11. Fault

4.2. Recski terület

A garábi slír recski területen feltárt rétegsorában uralkodó az *Ammonia beccarii-Florilus boueanus*-os faunaegyüttes. Az agglutinált faunának csak egyes szakaszokon lépnek fel, főleg *Reticulophragmium*-os összetétellel (*R. venezuelanum*, *R. carpaticum* gyakoriak).

A malakológiai vizsgálatokkal (BÁLDI T. 1970, 1971) összhangban megállapítható, hogy e faunaegyüttes a recski területen nem képviseli a típusos slír-faunát, viszonylag állandó fáciesviszonyokat tükröznek. Nem mutatható ki az asszociációk egyre mélyebb fácieset regisztráló sorozata, mint ahogy az a mátraalmási fúrásokban követhető volt.

4.3. Ökológiai jellemzők

A mátraalmási terület garábi slírének mikrofaunája a fokozatos transzgreszsiót igazolja. A sekély, partközeli biotópra jellemző ammoniás-floriluszos faunát uvigerinás asszociáció váltja fel. Az *Uvigerina*-félék optimális életterre recens adatok szerint a 100 m-es tengermélység alatt van. Jelen esetben ilyen vízmélységet nem tételezhetünk fel, a fauna monoton jellege miatt. Az agglutinált faunákban gyakori *Reticulophragmium*-félék a sekélyszublitóris-szublitóris, homokos, lágy aljzatú életterre utalnak, míg a *Cyclammina karpatica* mélyebb neritikus régiókra jellemző. A malakológiai vizsgálatokat is figyelembe véve az agglutinált faunának 50–60 m-nél nagyobb vízmélységben nem valószínű, hogy éltek.

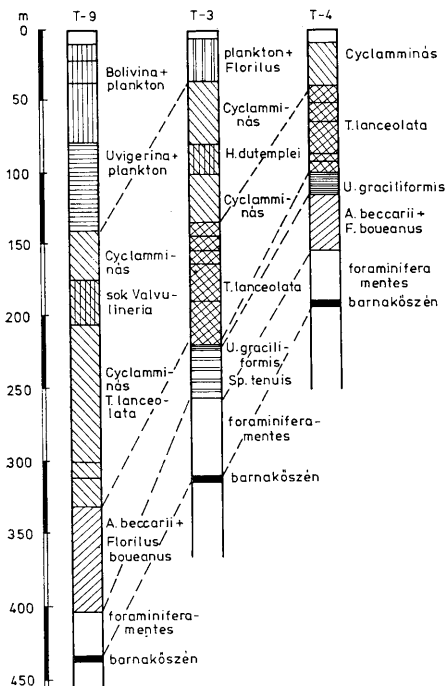
A legnagyobb tengermélységet a *Globigerina*-s asszociáció jelzi, melyben az *Uvigerina* és *Bolivina* gyakorisága, faj- és egyedgazdagsága már a 100 m mélységet elérő, normál sótartalmú tengervízre utal.

A recski terület foraminifera asszociációi a sekélyszublitóris környezet állandósulását jelzik. Egyedül a Sirok-1. fúrás faunái alapján rögzíthető a képződés idejének transzgresziós és regressziós jellege, bár a vízmélység a legnagyobb tengerelöntés idején sem igen haladhatta meg az 50 m-t.

4.4. A foraminifera fauna sztratigráfiai helyzete

Mindkét vizsgált terület foraminifera asszociációi kárpátien emeletre utalnak. Több olyan faj található meg, melyek a Középső-Paratethysben kárpátienre korlátozódnak (pl. *Cyclammina karpatica*, *Textularia lanceolata*); számos faj az ottangienben jelenik meg, maximális gyakoriságát a kárpátienben éri el (pl. *Uvigerina graciliformis*); továbbá felismerhetők azok a fajok is, melyek a kárpátienben jelennek meg és a kárpátien-bádenien kifejlődések agglutinált asszociációiban jellemzők (*Cyclammina karpatica*, *Reticulophragmium karpaticum*, *R. venezuelanum*).

A plankton faunában gyakori *Globigerina ciperoensis ottangensis* fajöltője RÖGL et al. (1975) szerint felsőegerientől a kárpátien közepéig terjed. A *Gl. prae-bulloides prae-bulloides* az egyik legnagyobb fajöltőjű terciér taxon. Hiányzik a plankton faunából a *Globigerinoides siccanus*, mely a fenti szerzők szerint a középső-kárpátienben jelenik meg és az alsó lagenidás zónában még megtalálható. Hiánya egyrészt magyarázható a mátraalmási területen a slír felső szakaszának



3. ábra. A foraminifera asszociációk helyzete a mátraalmási fúrászelvényekben

Fig. 3. The position of the foraminiferal assemblages in the profiles of the boreholes in Mátraalmás

lepusztulásával, másrészt a recski területen a sekélyszublitóralis, áramlásmentes biotóp uralmával.

A mellékelt VII. sz. táblázat szerint, melyben a faunánkban megtalálható, sztratigráfiai értékű taxonok fajöltőjét tüntettük fel, bizonyítottan látszik a garábi slír kárpátien kora a foraminifera fauna alapján is.

5. Összefoglalás

5.1. Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy az észak-magyarországi rzehekiás (oncophorás) rétegek és az ezekre települő garábi slír jelentős része az NN 4-es nannozonába sorolható.

A zónahatár hiteles megállapításánál problémát okozhat az, hogy a *Sphenolithus belemnus* zónahatárt jelző hiánya esetleg nemcsak kihalással, hanem a

* A Középső-Paratethys regionális emeletjei, a különböző plankton zónák, a vizsgált szelvényekben előforduló legfontosabb szintjelző foraminifera- és nannofossziliák fajlistájának feltüntetésével

The regional stages of the Central Paratethys in correlation with the planktonic foraminifera zones nannoplankton zones, showing the vertical distribution of the most important foraminifera and nannofossil datum indicators occurring in the examined profiles

VII. táblázat — Table VII.

[illegible]

nem megfelelő környezeti viszonyokkal is megmagyarázható. Ha elfogadjuk BUKRY D. (1973) javaslatát, hogy az NN 3 zóna felső határát ne a *Sph. belemnus* kihalásával, hanem a *Sph. heteromorphus* sokkal biztosabb fellépésével jelöljük — és ez a két határ majdnem egybeesik —, akkor a fenti szelvények NN 4-es biozónájára való besorolása továbbra is helyes.

A fent tárgyalt nannoflórák tanúsága szerint hazánk területén a *Sph. heteromorphus* „inváziója” nem a kárpáti legvégén (NN 5 zóna), hanem már az NN 4-es zónában megtörtént.

5.2. A garábi slír foraminifera faunájának vizsgálata a már korábban ismert *Uvigerina*-s faunák mellett elsőnek igazolta a kárpáti „agglutinált szint” meglétét a Mátra-vidéki területen. Ilyen faunaegyütteseket a Bécsi-medence területéről a korábbiakban CICA és társai (1967) írtak le a závodi és a laksar rétegekből (Laksárok Nova Ves-1, -2 sz. fúrások). Szintén a fenti szerzők említenek uvigerinás, globigerinás faunákat D-Szlovákiából Durkovec és Dolna Příbelce vidékéről, mely kifejlődések a hazai slírösszlet északi folytatását képviselik.

5.3. Vizsgált rétegsoraink és az ismert irodalmi adatok alapján K-ról Ny-ra haladva azt tapasztaljuk, hogy a sajtóvölgyi- és egercehi barnaköszéntelegek fedőjében levő csökkentsővízi és tengeri rétegek váltakozásából álló kárpáti fedőképződményeket nyugatabbra a siroki és recski mélyfúrásokban kevésbé homokos, erősen pelites sekély szublitórális slír helyettesíti. A Recsk-103. sz. fúrásban BÁLDI T. (1975) szerint a kárpáti slír keletkezési mélysége max. 30–40 m, helyenként ennél kevesebb lehetett. Ez magyarázza az ammoniás-floriluszos faunák uralkodását és a nannoplankton hiányát, ill. szegényes voltát is.

A mátraalmási terület kárpáti slírje — bár ezt a kőzetanyag a recski kifejlődéssel összehasonlítva egyáltalán nem tükrözi — foraminifera- és nannoplankton vizsgálatok alapján a kárpáti üledékgyűjtő medence nyitabb, kimélyültebb részén keletkezett.

Irodalom — References

- ALFÖLDI L. et al. (1975): Miskolc. Magyarországi Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához, pp.1–277.
- BÁLDI T. — HORVÁTH M. (1970): Jelentés a Sirok-1. sz. mélyfúrás faunájának vizsgálatáról. Kézirat.
- BÁLDI T. — HORVÁTH M. (1971): Előzetes összesítő jelentés a recski rétegtani vizsgálatokról. Kézirat.
- BÁLDI T. — HORVÁTH M. (1975): Jelentés az Rm-103. sz. mélyfúrás makro- és mikrofaunájáról. Kézirat.
- BÁLDI T. — HORVÁTH M. — NAGYMAROSY A. (1976): Jelentés az Rm-109. és Rm-116. sz. fúrások paleontológiai vizsgálatáról. Kézirat.
- BÁLDI T. — HORVÁTH M. — NAGYMAROSY A. (1977): Jelentés a mátraalmási barnaköszén előfordulás átfogó biosztratigráfiai vizsgálatáról. Kézirat.
- BÁLDINE BEKE M. (1960): Magyarországi miocén Coccolithophoridae rétegtani jelentősége. Földt. Közl., 90., pp. 213–223.
- BALOGH K. et al. (1966): Salsgótárján. Magyarországi Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatához. p. 1–155.
- BARTÓK L. (1961–62): A nógrádi barnaköszéntelet földtani vizsgálata. Kandidátusi értekezés. Kézirat.
- BUKRY, D. (1973): Low-latitude Coccolith biostratigraphic zonation. Repr. Edgar et Saunders: Rep. DSDP, vol. XV. Washington, pp. 658–703.
- CICA, I. — SENES, J. — TEJKA, I. (1963): Chronostratigraphie und Neostatotypen, M.-Karpátién. Bratislava.
- CICA, I. — ZAPLETALOVA, I. (1963): Wichtige Vertreter der Familie Lituolidae Reuss, 1861 (Foraminifera), aus dem Miozän der Westkarpaten. Sporn. Geol. véd. paleont. sv. 1, S. 75–121.
- CICA, I. — ZAPLETALOVA, I. (1966): Representatives of Bolivina in the Miocene of the Western Carpathians. III-rd Sec. CMNS. pp. 103–109.
- CICA, I. — ZAPLETALOVA, I. (1966): Die Familie Textulariidae des Miozäns der Westkarpaten, III-rd .Sec. CMNS, pp. 194–196.
- CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1951): A Salsgótárjánvidéki slír és pectenés homokkő faunája. Földt. Közl., 81, pp. 303–319.
- CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1954): A keletészaháti helyéti és tortónai fauna. Földt. Int. Évk. 41, 4, pp. 1–185.
- CSEPREGHYNÉ MEZNERICS I. (1960): Pectinidés du Néogène de la Hongrie et leur importance stratigraphique. Mem. Soc. Geol. France, Tom. 89, Mém. 92, pp. 1–56.
- HORUSITZKY F. (1939): Felsőligocén és alsómiocén faunák az Ipoly-medencéből. MÁFI Évi Jel. 1933–35-ről, 2, pp. 782–788.
- MARTINI, E. — MÜLLER, C. (1975/a): Calcareous Nannoplankton and Silicoflagellates from the type Ottangian and equivalent strata in Austria (Lower Miocene). Proc. VI-th Congr. RCMNS, Bratislava.
- MARTINI, E. — MÜLLER, C. (1975/b): Calcareous Nannoplankton from the Karpatian in Austria (Middle Miocene). Proc. VI-th Congr. RCMNS, Bratislava.

- MARTINI, E. — WORSLEY, T. (1970): Standard Neogene Calcareous Nannoplankton Zonation. *Nature*, v. 225, n. 5229, pp. 285—290.
- MAYNC, W. (1955): Reticulophragmium n. gen. a new name for Alveolophragmium Stschedrina, 1936. *Journ. Paleont.*, v. 29, pt. 3, pp. 557—558.
- ID. NOSZKY J. (1930): A Magyar Középhegység ÉK-i részének oligocén-miocén rétegei. II. A miocén. *Ann. Hist.-Nat. Mus. Nat. Hung.*, 27, pp. 159—236.
- PAPP, A. et al. (1973): M., Otnangien Chronostratigraphie und Neostatotypen. Bd. III. pp. 1—841. Bratislava
- RÖGL, F. (1968): Die miozäne Foraminiferenfauna von Laa an der Thaya in der Molassezone von Niederösterreich. *Mitt. Geol. Ges.* 61, S. 63—123.
- RÖGL, F. (1969): Die Foraminiferenfauna aus den Phosphoritsanden von Plesching bei Linz (Oberösterreich) — Otnangien (Untermiozän). *Natur. Jahr. Stadt. Sonderb.*
- RÖGL, F. (1975): Die planktonischen Foraminiferen der Zentralen Paratethys. *Proc. VI-th Congr. RCMNS*, pp. 113—120. Bratislava
- RÖGL, F. STEININGER, F. — MARTINI, E. (1975): Current Oligocene/Miocene biostratigraphic concept of the Central Paratethys. *Newsletters Stratigr.*, p. 1—48.
- SCHRETER Z. (1940): Nagybátöny környéke. Magyarhoni Földtani Társ. Munkálatai, 2, pp. 1—154.

On the age of the Rzehakia Beds and the Garáb Schlier in the light of nannoplankton and foraminiferal studies

Dr. M. Horváth—Dr. A. Nagymarosy

The relation of the Carpathian, a regional stratigraphic stage, to foraminiferal and nannoplanktonic zonations was studied in surface and borehole profiles in the Salgótarján Basin and the northern Mátra Mountains, North Hungary. On the basis of the joint occurrence of *Sphenolithus heteromorphus* and *Helicopontosphaera ampliaperta* the Rzehakia Beds and the pelagic Garáb Schlier Formation overlying them can be assigned to MARTINI's NN 4 Zone. The species *Sph. heteromorphus*, which was hitherto known only in NN 5 Zone in the central Paratethys area, appears already in NN 4 Zone. The foraminiferal fauna bears witness to the Carpathian age of these beds (*Cyclammina carpathica*, *Textularia lanceolata*). Four foraminiferal associations can be observed to occur, being subsequently characteristic of gradually deeper and more pelagic water environments: *Ammonia beccarii*-*Florilus boueanus* assemblage, arenaceous foraminiferal assemblage, *Uvigerina graciliformis* assemblage and *Globigerina* assemblage.

A dunai magaspartok mérnökgeológiai vizsgálata

Dr. Scheuer Gyula*

(17 ábrával)

Összefoglalás: Budapesttől D-re—Mohácsig a Duna jobb partján 6 hosszabb-rövidebb folyószakaszon a földtani és morfológiai adottságokból eredően magaspartok alakultak ki, amelyek tájképi jelentőségükön túlmenően, mozgásformáikkal és több, a közelmúltban lezajlott jelentős felszínmozgással vonták magukra a szakemberek figyelmét. A különböző magaspart szakaszokon végzett feltárási és helyszíni vizsgálatok eredményei alapján lehetőség nyílik arra, hogy az egyes magaspart szakaszokat mérnökgeológiai vonatkozásban összehasonlítsuk és a magaspartok mozgásaira vonatkozóan általánosan érvényes következtetéseket vonjunk le. Továbbá a rendelkezésre álló gazdag összehasonlító anyag alapján különböző szempontok figyelembevételével típusba sorolásukat is megkíséreljük.

1. Bevezetés

Budapesttől D-re a dunai magaspartokkal (1. ábra) és azoknak mozgásaival foglalkozó szakirodalom főleg az elmúlt másfél évtizedben bontakozott ki jelentősen amikor olyan területeken következtek be mozgások, amelyek már emberi településeket, ipari létesítményeket veszélyeztettek. Ezért a mozgásokkal kapcsolatosan már számos ismertetés és közlemény jelent meg. Az egyes szerzők megfigyeléseik alapján a mozgások okaira, és azok keletkezésére vonatkozóan ismertették feltételezéseiket és megállapításait. A geomorfológiai irodalomban többek között BULLA B. (1939.), ADÁM L. (1954.). Véleményük szerint a suvadások igen jellegzetes partalakító tényezők, és a mozgások a löszösszlet alatti vörösgyagon és egyes löszkötegek közötti vályogzónákon jönnek létre.

Legújabban pedig PÉCSI M. foglalkozott a magaspartok mozgásaival (1959, 1971, 1974).

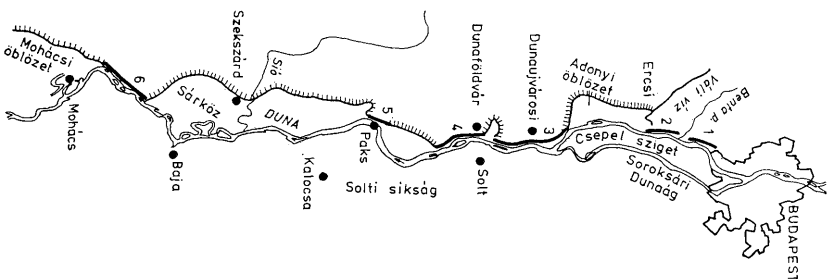
Részletesen leírta és elemezte az 1970-ben lezajlott Dunaföldvári mozgást (1971.) és a felszínmozgások morfológiai osztályozásánál (1974.) e magasparti mozgásformákat is figyelembe vette.

A dunaújvárosi partszakaszon észlelt mozgások kapcsán fejtette ki véleményét DOMJÁN J. (1952.), GALLI L. (1952.) és SCHMIDT E. R. (1964.).

A hatvanas évek elejétől esetenként károkat is okozó (Dunaújváros, Rácalmás) mozgások újabb lendületet adtak a kutatásoknak és vizsgálatoknak.

Az egyes mozgásokkal kapcsolatos vizsgálatokról és a kutatási eredményekről többek között EGRY Gy.—PÁRDÁNYI J. (1968), KARÁCSONYI S.—SCHEUER Gy. (1969, 1972), KÉZDI Á. (1970), HORVÁTH Zs.—SCHEUER Gy. (1976) adtak ismertetést. A különböző helyeken végzett mozgások tanulmányozása és vizsgálata kapcsán merült fel annak szükségessége és indokoltsága, hogy a Budapest alatti Duna jobbparti magaspartszakaszok egységes szemlélettel kerüljenek feldolgozásra mérnökgeológiai vonatkozásban.

* ÉVM Földmérő és Talajvizsgáló Vállalat



ábra. A dunai magaspартszakaszok áttekintő helyszínrajza. Jelmagyarázat: 1. Érdi magaspарт, 2. Ercsi magaspарт, 3. Dunajvárosi magaspарт, 4. Dunaföldvári magaspарт, 5. Paksi magaspарт, 6. Dunaszekesői magaspарт

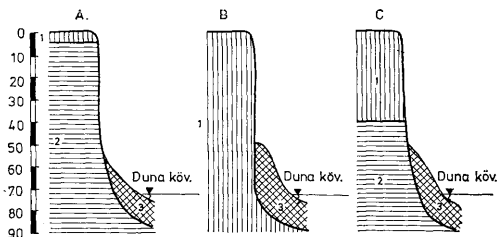
bb. 1. Übersichtslageplan der Donau-Hochuferabschnitte. Erklärungen: 1. Hochufer von Érd, 2. Hochufer von Ercsi, 3. Hochufer von Dunajváros, 4. Hochufer von Dunaföldvár, 5. Hochufer von Paks, 6. Hochufer von Dunaszekeső

2. A magaspартok mérnökgeológiai adottságai

A magaspартok földtani felépítése

A dunai magaspартokat felépítő képződmények kora és kifejlődése a megfigyelések és kutatások eredményei szerint igen változatosak. Ez azzal magyarázható, hogy a nagy területi eloszlásból eredően igen változatos, sok esetben helyi, nem regionális elterjedésű tényezők is közrejátszottak az egyes magaspартokat felépítő réteggöszletek kialakításában.

Általánosságban megállapítható, hogy a magaspартokat felsőpannon és negyedkori rétegek építik fel. A földtani viszonyok alapján 3 fő típust lehet megkülönböztetni (2. ábra).



2. ábra. A magaspартok csoportosítása földtani felépítés alapján. A = Felsőpannoniai rétegekből álló magaspарт B = Pleisztocén rétegekből álló magaspарт, C = Összetett-pleisztocén és pannon rétegekből álló magaspарт. Jelmagyarázat: 1. Pleisztocén rétegek, 2. Felsőpannoniai réteggöszlet, 3. A magaspártrol leomlott, lecsúszott áttelepült anyag

Abb. 2. Gruppierung der Hochufer je nach geologischem Bau. Erklärungen: A = Hochufer aus oberpannonischen Ablagerungen, B = Hochufer aus pleistozänen Schichten, C = Hochufer, zusammengesetzt aus pleistozänen und pannonschen Ablagerungen, 1. Pleistozäne Schichten, 2. Oberpannonischer Schichtenkomplex, 3. Tone, vom Hochufer abgerutscht und umgelagert

Az *első típus* az amikor a magaspartot teljesen felsőpannon rétegösszlet alkotja. Ezt a parttípust az Érdi magaspart képviseli. E részen a kb. 40 m magas partfalak a felső 1–2 m vastagságú negyedkori képződményektől elte kintve felsőpannoniai képződményekből állnak.

A *második típusba* azok a magaspartok sorolhatók, ahol a földtani felépítésben a felsőpannoniai és negyedkori rétegek egyaránt résztvesznek. Ilyen partszakaszok Kulcsnál, Rácalmásnál, Dunaújvárosnál ismeretesek. E típusnak fő meghatározója, hogy a felsőpannoniai rétegek a Duna középvízi szintje fölött is kibukkanjanak.

A *harmadik típusba* azok a magaspartok sorolhatók, amelyeket teljes magasságukban a negyedkori képződmények építik fel, sőt a Duna szintje alatt is tovább folytatódnak különböző mélységig. Eddigi vizsgálatok eredményei szerint egyes helyeken a folyó középvízi szintje alatt 30–35 m mélységig még pleisztocén rétegek vannak és ez után következnek a felsőpannon képződmények.

Ilyen magaspartoknál a felszíni előfordulási vastagsággal együtt a negyedkori rétegek összvastagsága elérheti, sőt meghaladhatja a 80 m-es értéket is. Az egyes szakaszokon belül ilyen felépítésű magaspartok a dunaszekcsői Várhegynél, a dunaföldvári Öreghegynél vannak többek között.

Az előzőekben felsorolt alaptípusok mellett ezeknek az *átmeneti* is természetesen megtalálhatók. Általánosságban azonban megállapítható, hogy az Érdi és Ercsi magaspartszakaszokra az első típus a jellemző, míg a Dunaújvárosi, Dunaföldvári, Paksi és Dunaszekcsői partszakaszoknál a második és harmadik típusok és ezek átmeneti formái fordulnak elő.

A dunai magaspartok kialakulásában a negyedidőszaki fiatal mozgásoknak jelentős szerepük volt. Lépcsős levetődések okozták azt, hogy kis területen belül — egyes partszakaszokon — a felsőpannoniai rétegek felszíne különböző magasságokban fordul elő. A magaspartvonulatok közé iktatódó dunai üledékekkel kitöltött süllyedések is mint pl. az Adonyi öblözet, Bölske-Madocsai süllyedék, Sárköz stb. fiatal szerkezeti mozgások hatására keletkeztek. Egyes területeken a süllyedő mozgások még ma is tartanak a vizsgálatok szerint. PÁVAI VAJNA F. (1953.), gyűrődéses és felboltozódásos formákat mutatott ki a dunai magaspartoknál. RÓNAI A. (1972.) a pannoniai rétegek hullámos településére mutatott rá és megállapítása szerint a pannoniai antiklinálisok darabjaira ülnek a magas hegyfokként kiugró löszdombok, mint pl. Kules, Dunaújváros, Dunaföldvár. A szerkezeti vonalak ÉNy–DK, ill. ÉK–DNy-i irányúak. A Dunavölgy a felsőpleisztocéntól kezdve szakaszosan és helyileg egymástól eltérő mértékben megsüllyedt és ezek a mozgások terelték a folyót Ny felé. A magaspart szakaszok ezekből a süllyedő mozgásokból kimaradtak, ill. kisebb mértékben süllyedtek meg a környezetükhöz képest. A mai állapot létrehozásában a szerkezeti mozgások mellett azonban a Duna oldalazó eróziója is hatékonyan közreműködött. A felsőpannoniai képződmények felszínére települő pleisztocén löszösszlet kifejlődése és vastagsága is rendkívül változatos képet mutat a magaspartok felépítésében. Bizonyos szintekben jelentős réteghiányok mutathatók ki a löszösszleten belül.

A felsőpannoniai rétegösszlet felső 30–50 m-es szakasza, a regionális kifejlődési adottságok mellett helyi sajátosságokat is mutat. A közbetelepülő homokrétegek száma és vastagsága nagyon változó. Egyes helyeken a pannon felszínétől számítva 50 m mélységig 6–7 homokréteg is kimutatható a rétegösszletben, míg máshol csak kisvastagságúak, erősen iszapos finomhomok kifejlődésűek és számuk is csak 1–2 rétegre korlátozódik.

A magaspartok vízföldtani viszonyai

A különböző partszakaszokon végzett mérnökeológiai vizsgálatok olyan eredményeket szolgáltatottak, hogy az egyes mozgások keletkezésében a hidrogeológiai adottságok nagymértékben közrejátszanak.

A vizsgálatok és megfigyelések szerint az alábbi víztípusok különböztethetők meg a magaspartok környezetében: 1. talajvíz, 2. rétegvíz, 3. kevertvíz (talaj, és rétegvíz keveredése).

A talajvíz többféle víztartó képződményen fordul elő. Talajvíz tározódik a löszösszletben, a folyóvízi üledékekben, a mozgások által átdolgozott anyagban. Az egyes talajvíztartó rétegek között hidroológiai kapcsolat alakul ki abban az esetben, ha a helyi adottságok ezt lehetővé teszik.

Igy többek között a löszösszlet talajvíze átadódik a Dunát kísérő kavicsos-homokos üledéknek. Ilyen viszonyok találhatók pl. Kisapostagnál.

A rétegvizek a felsőpannoniai rétegösszlet homokrétegeiben tározódnak. A különböző partszakaszokon végzett vizsgálatok szerint a felső 50 m-es szakaszon 1–7 vízvezető réteget mutattak ki. Ezeken túlmenően az iszap és agyagrétegeket gyakran tagolják 2–5 cm vastagságú homokerek, amelyek szintén nyomásalatti vizet tároznak.

Az egyes homokrétegekben levő víz nyomásviszonyai között olyan törvényszerűség mutatható ki, hogy a nyomás a rétegek mélységével emelkedik.

A vízszint megfigyelések szerint a Duna közelében a folyó vízállása a nyomásértékeket erőteljesen befolyásolja (HORVÁTH Zs. — SCHEUER Gy. 1977). A levonuló árhullámok jelentős nyomásemelkedést okoznak. Egyes rétegeknél kimutattak 3 m-es vízszintemelkedést is (Dunaföldvár, Dunaiújváros).

Egyes területeken a talaj és rétegvizek kapcsolata alakult ki és kevert víz jött létre (Dunaiújváros). Ilyen vizek a megcsúszott területeken fordulnak elő.

A magaspartok lábánál vonalmenti vízszivárgás vagy koncentrált vízkilépések — források — vannak. Ezek részben a talajvíz, részben pedig a rétegvizek természetes megcsapolói.

A talajvíz forrásoknak két típusa különböztethető meg:

a) Az egyszerű talajvízforrások vagy vonalmenti vízszivárgások azokon a partszakaszokon fordulnak elő, ahol a partfal lábánál hiányzik a mozgásokból eredő anyag, ill. ez csak kisebb területekre terjed ki. Ilyen figyelhető meg Dunaföldvárnál, Dunaszekcsőnél, Dunaiújvárosnál egyes partszakaszokon.

b) A duzzasztott talajvíz források ott mutathatók ki, ahol a partél előterében rossz vízvezetői tulajdonságú mozgások révén átdolgozott anyag van nagyobb vastagságban és kiterjedésben. Ilyen helyeken a működés területekről szivárgó talajvíz a rossz vízvezető összlet tetejéig visszaduzzadt és ott lép ki forrás formájában.

Az egyszerű talajvízforrások közvetlenül a Dunapartnál lépnek ki a rétegből, míg a duzzasztott források vizei 15–30 m-rel magasabban a folyó felett.

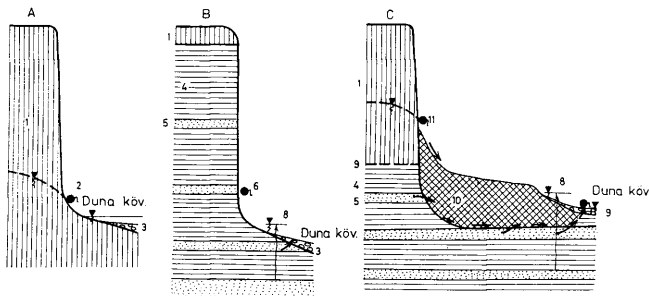
A réteg források is két típusra oszthatók, aszerint, hogy a folyóparton, mederben vagy magaspartból fakadnak.

a) Egyszerű rétegforrások azok, amelyek a pannoniai rétegösszlet homokrétegeiből fakadnak és a partfalból lépnek ki. Ilyen források azokon a partszakaszokon találhatóak, így többek között Rácalmásnál, ahol a pannoniai rétegek alkotják a partfalat részben vagy egészben.

b) Nyomásalatti rétegforrásokként különíthetjük el azokat a vízkilépéseket, amelyeknek vízutánpótlódását a terep fölé felszökő rétegvizek biztosítják.

Ezek rendszerint közvetlenül a Dunaparton vagy a mederben fakadnak. Több esetben ezek egész forráscsoportokat alkotnak. Magas folyóvízállásnál rendszerint víz alá kerülnek és hozamuk csökken, sőt megszűnhet működésük. Rétegforrásokat ismerünk Rácalmásnál, a dunajvárosi és dunaföldvári magaspartok egyes helyein.

A fentiekben vázolt vízföldtani szempontok alapján megkülönböztethetünk négy féle magaspartot (3. ábra):



3. ábra. A magaspartok vízföldtani adottságainak főbb típusai. A = Talajvízforrásos vagy vonalmenti vízkilépéses magaspart, B = Rétegforrásos magaspart, C = Összetett vízföldtani adottságú magaspart. J e l m a g y a r á z a t: 1. Lössösszlet, 2. Talajvízforrás, 3. Dunai üledékek, 4. Felsőpannoniai kötött rétegek (agyag, iszap), 5. Felsőpannoniai szemcsés rétegek (homok, homokliszt), 6. Egyszerű rétegforrás, 7. Feltörő rétegforrások, 8. Terepfőle emelkedő rétegvíz, 9. Pannon-pleisztocén határ, 10. Megcsúszott anyag, 11. Duzzasztott talajvízforrás

Abb. 3. Haupttypen der hydrogeologischen Beschaffenheit von Hochufern. A = Hochufer mit Grundwasserquellen oder mit linearem Wasseraustritten, B = Hochufer mit Schichtwasserquellen, C = Hochufer von zusammengesetztem hydrogeologischen Bau. E r k l ä r u n g e n: 1. Lösskomplex, 2. Grundwasserquelle, 3. Donau-Ablagerungen, 4. Oberpannonische bindige Sedimente (Ton, Lehm), 5. Oberpannonische körnige Sedimente (Sand, Sandmehl), 6. Einfache Schichtwasserquelle, 7. Schichtquellen von normalen Wasseraustritt, 8. Schichtwasser, über das Geländeniveau aufquellend, 9. Pannon-Pleistozän. Grenze, 10. Verrutschter Material, 11. Getaute Grundwasserquelle

a) *Felszíni vízkilépésektől mentes magaspartok.* Ebbe a kategóriába olyan partszakaszok sorolhatók, ahol a megfigyelések szerint nincsenek források vagy vízszivárgások. Ilyen területeken olyan vízföldtani helyzet alakult ki, hogy a mögöttes területekről érkező vizek a másik víztartóknak átadódnak és a folyóval kommunikáló rétegeken keresztül csapolódnak meg. Megfigyelések szerint az érdei, ereszli magaspartoknál, továbbá Kisapostag és Bába környékén lehet ilyen partszakaszokat kimutatni.

b) *Egyszerű talajvízforrásos vagy vonalmenti vízkilépéses magaspartok.* Olyan területszakaszok fordulnak elő, ahol a löösszlet nagy vastagságú és a partfall lábánál hiányzik vagy csak nagyon korlátozottan van meg a mozgás hatására keletkezett anyag. A dunaföldvári Öreghegyi, dunaszekcsői Várhegyi partszakaszok képviselik ezt a típust.

c) *Duzzasztott talajvíz forrásos magaspartok.* Az előzőekben tárgyaltaknak megfelelően a megcsúszott anyag tetején levő források ismeretesek ilyen partszakaszokon. Dunajvárosnál a szalmacelli és kilátói partszakaszok sorolhatók ebbe a típusba.

d) *Rétegfórrásos magaspарт.* Ezeknél a magaspартoknál a felsőpannoniai rétege-összlet víztartó rétegei csapolódnak meg természetes úton. Az ercsi, dunajvárosi és a dunaföldvári partszakaszok egyes részeire jellemzők ezek az adottságok.

A magaspартokat felépítő rétege-összletek kőzetfizikai tulajdonságai

Egyes magaspартok állékonyságával kapcsolatos vizsgálatok — Érd, Dunaújváros, Dunaföldvár, Paks, Dunaszekcső — keretében több, mint 10 000 minta kőzetfizikai vizsgálatára került sor. Ezért a nagyszámú vizsgálati anyagból megbízhatóan megadhatók a magaspартokat felépítő pleisztocén és felsőpannon rétegek kőzetfizikai tulajdonságai.

A *lőszösszlet*, amelynek vastagsága igen változó, számos rétegből tevődik össze, kőzetfizikailag jellemezni nem könnyű feladat.

A *felső fiatal* kb. 10–15 m-es összletrész, amelyet 1–3 fosszilis talajréteg tagol, általában típusos lősz, homokos lősz, rétegzett lőszrétegekből áll. A talajmechanikai osztályozás szerint ezek homokos homoklisztnak, iszapos homoklisztnak, homoklisztes iszapnak, iszapnak minősülnek.

A fosszilis talajok iszapnak és soványagyagnak adódtak a plasztikus index alapján.

Az *idősebb lőszösszlet* képződményeinek képlékenységi sajátosságai már eltérést mutatnak az előzőekhez képest. A vizsgálatok szerint túlnyomórészen iszapokból és agyagokból állnak. A vörös, barnás vörös fosszilis talajok is közepes és kővagyagoknak felelnek meg a képlékenységük alapján ($I_p = 20,30\%$).

A talajvíz alatt a lőszösszlet rétegeinek kőzetfizikai jellemzői erősen megváltoznak kedvezőtlen irányba. A száraz állapotban nyert $\varphi = 20-25^\circ$ -os súrlódási szög lecsökken $15-20^\circ$ -ra és $a = 0,3-0,7$ kp/cm²-es konzisztencia érték pedig 0 lesz. A homokos lősz, lőszös homok víz hatására könnyen folyóssá válik.

A lőszösszlet homokrétegei a labor vizsgálatok szerint homoklisztes homoknak, homokos homoklisztnak és finomhomokos homoknak minősülnek. Szemszerkezetük egyenletes $U = 2-4$, $D_m = 0,02-0,08$ mm-es mértékadó szem-nagyság jellemző.

Az elvégzett igen számos roskasztási kísérlet szerint a roskadási hajlam a mélységgel csökken, majd kb. 15 m után teljesen megszűnik. A legfiatalabb würmi lőszök mutatkoztak a legveszélyesebbnek, ezek majdnem minden esetben roskadónak bizonyultak. A fúrásokból nyert minták szerint a talajvíz szintje alatt vett minták már nem bizonyultak roskadóknak.

A kapott adatok szerint a mélységgel a lőszösszlet rétegeinek tömörsége és térfogatsúlya növekszik, hézag tényezője pedig csökken. A lőszösszletek kőzetfizikai tulajdonságaira vonatkozó vizsgálatok Dunaújvárosnál, Dunaföldvárnál, Dunaszekcsőnél végzett kutatási munkálatok során készültek.

A *felsőpannoniai rétege-összlet* talajmechanikailag magas plaszticitású agyagokból, iszapokból, homokos homoklisztből és vegyes szemelosztású homokrétegekből tevődik össze.

A talajmechanikai vizsgálatokat nagyon megnehezítette az a kifejlődés, amely a felsőpannoniai rétege-összlet felső szakaszára jellemző, mégpedig a különböző kifejlődésű rétegek gyors váltakozása, szeszélyes elterjedésük, kis vastagság és a vékony rétegzettség, az átmeneti rétegek gyakorisága.

Az összleten belül a szemcsés rétegek igen gyakoriak, de vastagságuk és szemcseösszetételük rendkívül vegyes. Mivel a homokrétegek nyomás alatti vizet tároznak a felettük és alattuk települő iszap és homoklisztrétegek víztartalma magas, ezért rendszerint rossz állapotúak, nyíró ellenállásuk kicsi. A felsőpannoniai rétegekre vonatkozó közetfizikai vizsgálatok érdi, dunaújvárosi, és duna-földvári kutatások kapcsán készültek.

3. Magaspartok típusai és mozgásformái

A dunai magaspart szakaszoknak formakincse rendkívül gazdag, változatos formák, kifejlődési adottságok figyelhetők meg. Az egyedi sajátosságok mellett lehetőség van az általános adottságok felismerésével arra, hogy különböző szempontok szerint típusba sorolásukat elvégezzük. A tipizálásnál azt a területet tettük vizsgálat tárgyává, amely a partél és a Duna középvízi medre között helyezkedik el.

Különböző szempontok alapján az alábbi típusok különíthetők el:

Morfológiai adottságok alapján

1. Kiegyenlített lejtőjű
2. Tagolt lejtőjű
3. Hullámos lejtőjű
4. Függőleges lejtőjű
5. Összetett lejtőjű (több típus keveredik)

Földtani szempontok szerint

1. Pannon magaspartok
2. Pleisztocén magaspartok
3. Összetett magaspartok

Vízföldtani adottságok alapján

1. Felszíni vízkilépésektől mentes partok
2. Egyszerű talajvízforrásos vagy vonalmenti vízkilépéses magaspart
3. Duzzasztott talajvízforrásos magaspart
4. Rétegforrásos magaspart
5. Összetett magaspart (rétegvíz és talajvíz egyaránt előfordul)

Nagyság szerint

1. Alacsony — 15 m-ig (A Duna középvízszintje felett)
2. Közepes magasságú (35 m-ig)
3. Magas (35 m felett)

A Duna és a magaspart kapcsolata szerint

1. Épülő partszakasz
2. Pusztuló partszakasz
3. Átmeneti partszakasz
4. Védett (partvédő művekkel)

Antropogén hatások szerint

1. Beépített magaspartok (részben vagy egészben)
2. Rendezett magaspartok

3. Részben rendezett
4. Természetes állapotú
5. Rendezetlen (szemét és hulladéktelepek)

Állékonyság szerint

1. Állékony
2. Labilis és megcsúszott
3. Mozgó

Kifejlődés alapján

- | | |
|-------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|
| 1. Függőleges magaspartok mozgásformák nélkül | érdi I.
mohácsi
dunakömlői
Érd-ófalui |
| 2. Előtér nélküli függőleges, megcsúszott magaspartok | dunaszekesői
Érd II. |
| 3. Előteres csúszásos magaspart | kulcsi
dunaföldvári |
| 4. Különböző lejtőszögű magaspartok | dunaföldvári
Öreghegy
Ercsi I.
Ercsi II. |
| 5. Átalakított magaspartok | Dunaújváros II.
Dunaújváros I. |

A kifejlődés alapján osztályozott magaspartok tipizálásánál olyan elnevezéseket adtam, amelyek rögtön utalnak az előfordulási helyekre.

Hazánk rohamos fejlődésének környezetátalakító és módosító hatásai ma már a dunai magaspartokat is elérték. Számos helyen épülnek és épültek a közel-múltban olyan üdülők és nyaralók, vagy egyéb épületek, amelyeket nem kellő körülményekkel csúszásveszélyes vagy ideiglenesen stabilizálódott, korábban megcsúszott területeken kiviteleztek. Továbbá sok helyen a magaspartok lejtőit ipari és házi hulladékanyag elhelyezésére használják. Ezek az adott terület egyensúlyát megbonthatják és újabb mozgások keletkezését okozhatják, amelyek esetenként súlyos anyagi károkat is okozhatnak.

A magaspartok mozgásai az alábbiak szerint osztályozhatók és tipizálhatók.

Mozgásformák szerint (SZILVÁGYI I. osztályozását felhasználva)

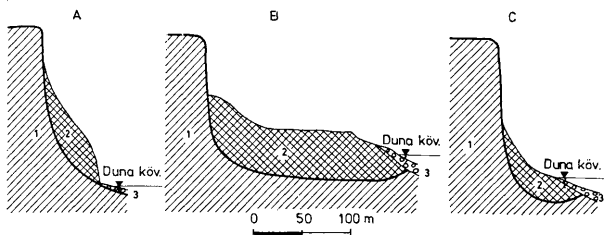
1. Omlás
2. Kúszás
3. Talajfolyás
4. Nem tipizálható mozgásformák (tereptsüllyedések, torlódások, lokális kis tömegek esetenkénti mozgása)
5. Leszakadásos csúszás
6. Suvadások
7. Rogyások

Kiváltó hatótényezők szerint

1. Emberi beavatkozás hatására
2. Természeti tényezők hatására
3. Vegyes (az előző kettő együttesen)

A csúszólap alakja szerint (4. ábra)

1. Ferdén ívelt (Dunaföldvár)
2. Íves (Érdi magaspart)
3. Összetett (sík és íves együtt, Dunaújváros, Rácalmás)



4. ábra. Különböző magasparti mozgástípusok. A = Helyi ferdén íves csúszólapú mozgás, B = Előtérrel rendelkező összetett csúszólapú partrogyás, C = Előtér nélküli íves csúszólapú partrogyás. Jelmagyarázat: 1. Pliocén-pleisztocén rétegek, 2. Megcsúszott agyag, 3. Dunai üledékek

Abb. 4. Verschiedene Typen von Hochuferbewegungen. A = Lokale Bewegungen mit schräg gebogener Gleitfläche, B = Ufferrutschung mit zusammengesetzter Gleitfläche und mit einem bestimmten Vorraum, C = Ufferrutschung mit gebogener Gleitfläche, ohne Vorraum, Erklärungen: 1. Pliozäne-Pleistozäne Schichten, 2. Verrutschtes Material, 3. Donau-Ablagerungen

A csúszólap földtani helye szerint

1. Pleisztocén rétegekben
2. Felsőpannoniai rétegekben
3. Vegyes (pleisztocén és pannon rétegekben)

A csúszólap mélysége szerint

1. Felszínközeli (0–10 m között)
2. Középmélységű (10–40 m között)
3. Nagymélységű (40 m alatt)

A csúszólap kifutása szerint

1. Alámetsző (a dunamederben végződik)
2. Partra futó
3. Talpponti (a magaspart lábánál végződik)
4. Talppont feletti (a partfal alsó harmadában lép ki)

A mozgás nagysága szerint

1. Helyi (30 m átmérőjű)
2. Jelentős (100 m-ig)
3. Nagy (300 m-ig)
4. Hatalmas (300 m felett)

Mozgások kora szerint

1. Öreg kb. 100 évnél idősebb
2. Idős 30—100 év között
3. Fiatal 30 évnél fiatalabb

Veszélyesség szerint

1. Közömbös (károkat nem okoz)
2. Kissé veszélyes (mezőgazdaságot, stb. érint)
3. Veszélyes (egyes lakóépületekre)
4. Katasztrófális (településeket és műszaki létesítményeket érint)

Mozgások helyzete szerint

1. Elsődleges — a partfal csúszik meg
2. Másodlagos — kisebb mozgások keletkeznek átmenetileg stabilizálódott megcsúszott területeken.

A fentiekben rögzítettek alapján megállapítható, hogy a dunai magaspartonkkal kapcsolatos mozgások rendkívül sokszínűek és formagazdagok. Az egész partszakaszra vonatkozó általános adottságok, hatótényezők és formák mellett a helyi-lokális viszonyok is közrejátszanak abban, hogy a mozgásformákra és mozgástípusokra jellemző általános jellegeken túlmenően egyedi sajátosságok is felismerhetők. Természetesen a tipizálásnál ezeket a helyi-egyedi sajátosságokat figyelmen kívül kellett hagyni és azokat a lényegi adottságokat kellett kiemelni, amelyek az egész vizsgált területen a mozgásokra és azok formáira a jellemzőek.

4. A mozgást kiváltó hatótényezők

Az eddigi vizsgálatok és megfigyelések azt bizonyítják, hogy a mozgások kiváltásában az *emberi* és *természeti* tényezők külön-külön vagy együttesen egyaránt résztvesznek. Ezért vannak olyan mozgások, amelyeket az ésszerűtlen, át nem gondolt emberi beavatkozások miatt következtek be, de vannak olyanok, amelyek az antropogén tényezőktől teljesen függetlenül csak az adott helyen fellépő természeti hatások révén jöttek létre.

Az *ember környezetmegváltoztató tevékenysége* lehet *közömbös* amikor a környezetet mozgáskiváltás szempontjából nem befolyásolják, lehet *pozitív*, amelyeknek célja éppen a mozgások keletkezésének megakadályozása (partrendezés, folyószabályozás, felszíni és felszínalatti vizek elvezetésével és víztelenítéssel kapcsolatos műtárgyak megépítése, víz és csatornavezetékek felújítása és karbantartása, növényzetbetelepítés), de lehet *negatív* is, amikor olyan beavatkozások történnek, amelyek éppen elősegítik a mozgások keletkezését (mederkotrás magaspárt alatt, bevágások létesítése, szennyvíz szikkasztók, víz és csatorna vezetékekből elszivárgó vizek, helytelen vagy megoldatlan felszíni vízelvezetés, szemét és hulladék lerakás, helytelen tereprendezés, növényzet kiirtása).

A természeti tényezőket, amelyek a partfalak állékonyságát befolyásolják és a mozgások keletkezésében szerepet játszanak, két csoportra oszthatjuk. Az első a *passzív tényezők*, amelyek lényegében nem változnak, ilyenek a *morfológiai és földtani* viszonyok.

Ezek egy-egy területre szre adottak, és megváltozásuk igen lassú folyamat eredménye.

A másik csoportba az *aktív hatótényezők* tartoznak, amelyek a környezet befo-lyásoló hatására lényeges és gyors változásokat szenvednek. Ide tartoznak a *hidrogeológiai viszonyok* — talajvíz és rétegvizek nyugalmi szintjeinek ingadozása — a *Duna partromból és építő tevékenysége*. A folyó vízszint változásai visszahatnak a víztartó képződményekben tározott vizekre, áradáskor vízszint emelkedést okoznak, amelyek fokozzák az egyes rétegekre ható nyomást. A magas vízállások során a víznek átmeneti partmegtámasztó szerepe is van és gyors apadás miatt ez megszűnik, emiatt a hirtelen megemelkedő áramlási nyomás a már labilis partszakaszokon könnyen mozgás megindulását válthatja ki abban az esetben, ha az egyéb feltételek is ennek kedveznek. További hatótényező még az egyes rétegek *kőzetfizikai állapota*. Ha ezek kedvezőtlen irányban annyira megváltoznak, hogy az elmozdulásra képes anyag súlyából eredő nyíróigénybevétel túllépi a rétegek nyíróellenállását, akkor bekövetkezik a mozgás.

Lényegében az *aktív hatótényezők* szerepe a döntő a mozgások kiváltásában. Az emberi beavatkozások és a természeti-környezeti viszonyok éppen ezekre a hatótényezőkre hatnak.

Természetesen a *passzív hatótényezők* is lényeges szerepet játszanak azzal, hogy kedvező feltételeket teremtenek az aktív hatótényezők érvényesülésének. A megfigyelések szerint az alacsony partfalak (15 m-ig) általában állékonyak, a legcsúszásveszélyesebb partszakaszok rendszerint a legmagasabbak.

A földtani felépítés alapján azok a partszakaszok általában a leglabilisabbak, ahol a pannon rétegek fordulnak elő a Duna medrében vagy a felett.

A rétegösszlet mozgás hajlamát a nyomás alatti vizet tartalmazó homokok és kis nyíróellenállású iszapos homoklisztes rétegeken túlmenően fokozza még, hogy az egyes kedvező közetfizikai tulajdonságú rétegeken belül is víztartó homokerek iktatódnak közbe, amelyek lerontják az adott réteg nyíróellenállását. Olyan partszakaszok, ahol a Duna középvízi szintje alatt 20—30 m mélységig pleisztocén rétegek fordulnak elő, állékonyabbak, nehezebben csúsznak meg és a lezajlott mozgások is önálló típust képviselnek. Ezek az íves vagy a ferdén íves csúszólapú típusba tartoznak.

Hatalmas méretű, dunaiújvárosi vagy dunaföldvári nagyságrendű mozgások csak ott fejlődhetnek ki, ahol a Duna hosszú partszakaszon folyamatosan pusztítja partját, a partfal magas (40—50 m), a pannon összletet több homokréttagolja és ezek vizet tároznak és a közetfizikai adottságok is időszakonként kedvezőtlené válnak.

Azokon a helyeken, ahol a mozgás keletkezéséhez szükséges adottságok egybeesése már nem olyan kedvező, a mozgások már nem olyan gyakoriak és rendszerint kisebbek. Azokon a területeken, ahol a Duna a magaspart lábánál üledékeket rakott le, mintegy megtámasztva azt, vagy kis folyóággal elválasztva sziget vagy szigetek vannak előtte, a mozgások ritkák és csak helyi jellegűek. E képződmények a magaspart tömegével szembeni ellensúlyként foghatók fel.

5. A magasparti mozgástípusok jellemzése

A vizsgálatok szerint a dunai magaspartoknál igen változatos *mozgástípusok* mutathatók ki.

A legegyszerűbbek az *omlások*, amelyek azokon a partszakaszokon igen gyakoriak, ahol a folyó közvetlenül pusztítja a magaspartot és azt alámossa. Ezen

túlmenően ott is történnek omlások, partfal kibillenések, ahol nincs folyóvízi tevékenység. Ezeken a helyeken a kisebb mozgások hatására labilis tömbök dőlnek ki vagy szakadnak le, a fagy és csapadékkimosás is okozhat omlásokat.

Talajfolyások rendszerint ott keletkeznek, ahol a partfalból duzzasztott talajvízforrások lépnek ki és ezek másodlagos mozgásformaként jelentkeznek a már megcsúszott anyag felszínén. Igen szép talajfolyások voltak ismertek a már rendezett dunai városi partszakaszon. Kisebb vonalmenti talajfolyás is megfigyelhető a partfalak alján hosszan szivárgó vizek áztató hatásaként (Dunaföldvári magaspárt).

Kúszások mozgások ott figyelhetők meg, ahol a partfalból időszakos vagy folyamatos vízkilépés mutatható ki, de mennyiségük alatta marad annak a hárértéknek, amely szükséges ahhoz, hogy a rétegek talajfolyásként meginduljanak. A vízszivárgás hatására nyíróellenállásuk lecsökken a felszínközeli rétegeknek, de csak olyan mértékben és időszakosan, hogy lassú meg-meg újuló mozgást végeznek a lejtőn. Rendszerint meredekebb lejtőkön figyelhetők meg és ott, ahol a szálkőzetet csak 1–2 m vastag takaróréteg fedi. Nem mélyreható mert csak a felső 0,5–1,5 m mélységig terjed (ercsii magaspárt).

Az egyes mozgásokra jellemző egyedi sajátosságok alapján könnyen meghatározható mozgásformák mellett számos olyan mozgásos jelenséget ismerünk, amelyek egyik típusba sem sorolhatók, ezért ezek *nem tipizált mozgásformákként* kerültek elkülönítésre. Ezek általában helyi jellegűek, kisebb területre korlátozódnak. Gyakran a stabil partszakaszokon is lokális okokból keletkeznek.

Ide sorolhatók a terep besüllyedések, útlezakadások, torlódások, kisebb elmozdulások, repedések felnyílása, lösztömbök lesüllyedése, kisebb földtömegek esetenkénti mozgása (Rácalmás, Kulcs, Dunaföldvár).

Ilyen mozgások a magaspartoknál rendkívül gyakoriak. A megfigyelések szerint főleg a tavaszi hónapokban jelentkeznek, de csapadékos időszakokban is gyakran előfordulnak. Helyileg fellépő egyensúlyzavarok kiegyenlítődése miatt jönnek létre.

A **lezakadásos csúszási** mozgásforma azokon a területeken ismeretes, ahol a Duna erőteljes anyagelhordó tevékenysége révén meredek vagy függőleges partfalak keletkeztek és ezek helyenként kis területeken éppen a fokozott alámosás révén elvesztik állókönyságukat (pl. dunaföldvári Öreghegy). A ferdén gyengén íves csúszólap helyét a korábbi mozgások okozta felület elválások preformálják. A mozgás a felületek átnedvesedésére vezethető vissza és a nyíróellenállás csökkenését a felszíni vizek beszivárgása okozza.

A csúszólap nem nagy mélységben alakul ki, rendszerint 4–6 m mélyen, felül a partéltől vagy a partfal felső szakaszáról indul — alul pedig a középvízi mederben fut ki. A lecsúszott földtömeg ritkán haladja meg a 2–3000 m³-t, tehát a kisebb mozgások csoportjába tartozik. Főleg azokon a területeken fordul elő, ahol a partfalak földtani felépítését nagy vastagságú pleisztocén rétegek alkotják. A megfigyelések szerint a csúszás kialakulásában a talaj és rétegvizek nem játszanak szerepet, csak a csapadékvizek és a partélról a partfalra lefolyó vizeknek van jelentőségük.

A dunai magaspartok változatos földtani felépítése alapján *suvalások* keletkezésére ott adóttak a lehetőségek, ahol a löszösszlet a folyó középvízi medre alatt is folytatódik és ez a szakasz eléri a 15–30 m-es vastagságot.

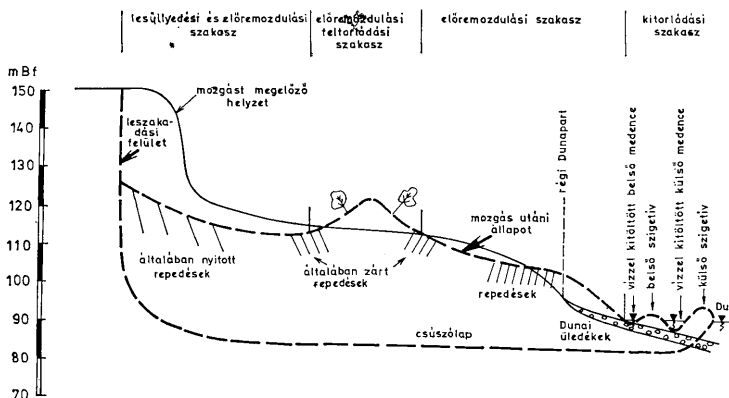
Ilyen partszakaszok eddig Dunaföldvárnál, Dunaszekcsónél voltak kimutathatók. A vizsgálatok szerint a löszösszlet alsó szakasza, amelyben a csúszólap létrejött vagy létre jöhet különböző genetikájú képződmények (fosszilis talajok,

mocsári üledékek, idős löszfélések), amelyek talajmechanikai értelemben túlnyomó részben agyagoknak minősülnek. E rétegösszlet talajvizet is tároz — Dunaföldvár, Dunaszekcső — és ez a folyóval szoros kapcsolatban van. Az összlet egy adott agyagrétegen alakul ki rendszerint alámetsző vagy partra futó csúszólapon. A megfigyelések szerint a suvadások is jelentős tömegű anyag mozgását okozzák, ezért a jelentős vagy nagy mozgások típusába sorolhatók. A csúszólapon alakja íves, a parttól már 40–60 m távolságra kifut a mederbe — alámetsző csúszólagnál (Dunaszekcső) — vagy csak a közvetlenül a partszegélyt érinti. A nagyvastagságú, csak löszösszletből álló partszakaszok állékonyabbak.

A dunai magaspartoknál az egyik legismertebb és részletesen is vizsgált mozgásforma a *partrogyások*, amelyek nagyságukkal és sok esetben veszélyességükkel hívják fel a figyelmet magukra.

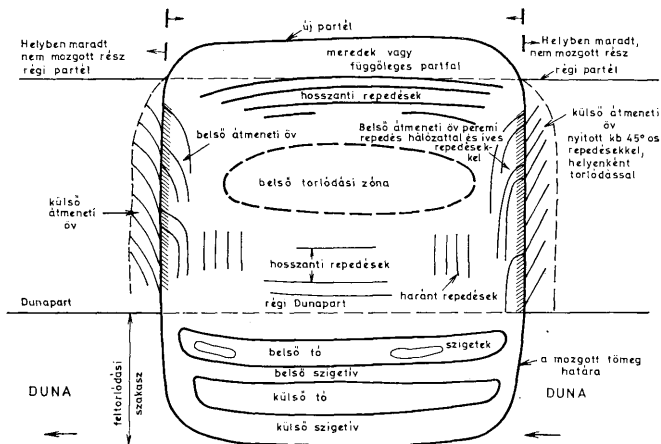
A partrogyások csúszólapjai a vizsgálatok szerint a felsőpannoniai rétegösszlet felső szakaszán alakulnak ki szemcsés rétegek felületén. A csúszólapon alakja szerint lehet összetett (íves és vízszintes együtt) és íves. Rendszerint alámetsző, de ismeretesebb partra futó csúszólapos partrogyások is. Nagyságuk egyes esetekben igen jelentős, mert néha kiterjednek több száz méter hosszúságú partszakaszokra is és ilyenkor milliós nagyságrendű anyagtömegek jönnek mozgásba.

Az 5–6. ábra mutatja azokat a formákat és jelenségeket, amelyek a mozgás folyamán keletkeznek alámetsző, összetett csúszólapú partrogyás esetén. Ezek természetesen egy-egy adott esetről kisebb mértékben módosulhatnak, elmaradhatnak vagy nem teljesen fejlődnek ki, elmosódottan jelentkeznek. Így többek között a feltorlóddási zóna egy többszáz méteres rogyásnál nem egyvonalban, hanem elszakadva és eltolódva egymástól mutatkozik, mert a mozgáson belül az anyag mozgásának sebességében eltérések voltak, ami abból adódik, hogy egy ilyen hatalmas mozgó tömegben belül a mozgást kiváltó hatótényezők nem azonos mértékben tudtak érvényesülni.



5. ábra. Az előteres összetett csúszólapú partrogyás elvi vázlata a mozgás után keletkezett helyzet és formák fel-tüntetéseivel

Abb. 5. Prinzipielle Skizze einer Uferumschichtung von zusammengesetzter Gleitfläche mit einem bestimmten Vorraum, wobei die nach der Bewegung entstandenen Formen und Lage dargestellt sind



6. ábra. A partrogyás után kialakult állapot áttekinthető vázlata a mozgás által létrehozott formák és jelenségek feltüntetésével

Abb. 6. Übersichtsskizze der nach der Uferbrüche entstandenen Situation, wobei die dabei erbrachten Formen und Erscheinungen mit angeführt und dargestellt sind

Az *összetett csúszólápú* partrogyások ott ismeretesek, ahol a partél a Dunától kb. 100 m-nél nagyobb távolságra van, íves csúszólápú pedig, amely ennél közelebb van a folyóhoz.

Kulcs—*Dunaiújváros*—*Dunaföldvár*nál *összetett csúszólápú partrogyások* vannak míg az *érdi magaspartonál* *íves típusokhoz* tartozó rogyások ismeretesek. Az íves csúszólápú partrogyások esetén 5—6 ábrákon közölt formák és jelenségek másként mutatkoznak, miután a partél és a folyó közötti távolság így a mozgás vízszintes területi kiterjedése kisebb. A partrogyások keletkezése azoknál a magaspartoknál, amelyeket felsőpannoniai rétegek építik fel részben vagy egészben, nem véletlen, mert a hatótényezők amelyek a rogyási mozgásforma kialakulásához szükségesek mind megtalálhatók ezeken a partszakaszokon.

A felsőpannon rétegösszetlet számos homokréteg tagolja, amelyek nyomás alatti vizet tároznak. A vízvezető rétegekben a pedometrius nyomás valamilyen oknál fogva megnő pl. a Duna vízszintemelkedésének hatására, akkor a semleges feszültség is megnő. Ez pedig magával hozza, hogy az adott képződmények nyírószilárdsága csökken. Ilyen rendszerint hirtelen bekövetkezett víznyomásnövekedések váltják ki természetesen több hatótényezővel együtt egy labilis part mozgását. A rétegvizek szerepén túlmenően a talajvíznek és a Dunának — közvetett és közvetlen — is jelentős hatását mutatták ki a vizsgálatok. Ezért egy adott partrogyást komplex folyamatok és hatótényezők együttesen okozzák.

Ha végigtekintünk a dunai magaspartokon, megállapítható, hogy jelenlegi állapotuk egy adott időpillanatnak, a jelennek fejlődési szakaszát tükrözik

vissza. Ez természetesen vonatkozik a magaspartokra annyira jellemző mozgásokra is. Ezért kimutathatók mind azon formák és átmeneti állapotok hosszú sora, amelyek összekapcsolják a két egymást követő mozgást. Ezekből egy-egy megcsúszott partszakasz állapotára lehet következtetni.

Az előzőekben leírtak alapján megállapítható, hogy a magaspartok és azok mozgásformái minden szempontból — morfológiai, földtani, hidrológiai stb. — rendkívül sokszínű.

Ebbe a fejlődési folyamatba azonban az ember tevékenységével mind jobban beavatkozik. A partfalak rendezése a felszíni és felszínalatti vizek elvezetése, a Duna szabályozása azt eredményezi, hogy a természeti erők és hatótényezők nem érvényesülhetnek szabadon, így a magaspartok fejlődési iránya megváltozik a partalakító mozgások csökkenni, formáik módosulnak sőt egyes területeken meg is szüntethetők, és így lehetővé válik értékes, eddig fel nem használt partszakaszok különböző célokra történő igénybevétele.

6. A magaspartok áttekintő ismertetése

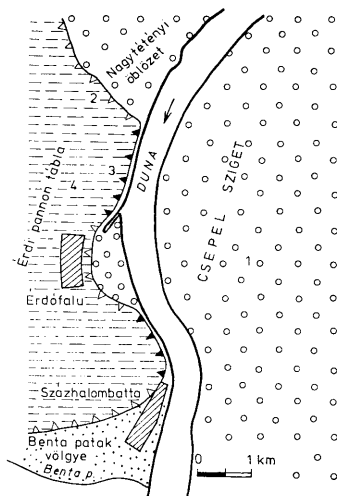
A Budapesttől D-re az országhatárig kb. 180 km hosszúságú Duna jobbparti folyószakasz morfológiai adottságai változatos képet mutatnak. A folyó hol sík-lapos területeken folyik keresztül, hol pedig meredek-függőleges 50—60 m-t is elérő magaspartok lábánál kanyarog. A sík-lapos és magaspartok változásából álló folyó szakaszokon belül a morfológiai adottságok alapján 6 különálló magaspartrészt tudunk elkülöníteni. Azokkal a magaspartokkal, amelyek jelenleg a Dunától távol vannak, több km távolságban, nem kívánok foglalkozni.

A fentiekben említett 6 magaspartszakasz a következő (1. ábra): 1. érdi, 2. ercsi, 3. dunajvárosi, 4. dunaföldvári, 5. paksi, 6. dunaszekcsi magaspartszakasz.

1. Az *Érdi magaspart* az ún. Nagytétényi öblözet és a Benta patak völgye közötti folyószakaszon kb. 3,0 km hosszúságban fejlődött ki (7. ábra). A Nagytétényi öblözet D-i szegélyétől kezdve a Dunát Érd-ófalúig 30—50 m-es közel függőleges partfalak kísérik (8. ábra). E szakaszon a Duna közvetlenül rombolja a magaspart lábát, továbbá több jól megfigyelhető, a közelmúltban lezajlott partmozgás mutatkozik (9. ábra). Érd-ófalunál a folyó eltávolodik a lealacsonyodó magasparttól és annak lábánál egykori kanyarulatát üledékanyaggal feltöltötte. A Kakukk hegy lábánál az 1625 folyam km-től a magaspart erősen lealacsonyodva helyenként függőleges, omlásos partot képezve kíséri a Dunát Százhalombattáig.

2. Az *Ercsi magaspartszakasz* Dunafüred és Ercsi községek között fejlődött ki, morfológiailag pedig a Benta patak völgye és az Adonyi öblözet képezi elterjedési határát (10. ábra). E partszakasz legnagyobb részben növényzettel fedett és hiányoznak az Érdi magaspartra jellemző teljesen függőleges partszakaszok. Általában 30—40° lejtővel kapcsolódik a folyóhoz. A partok lábánál a folyóvízi üledékek hiányoznak. Egyes helyeken 60—80 m hosszúságú mozgások hatására keletkezett kikarélyosodások, 5—10 m függőleges partfalak képződtek. A mozgások több esetben annyira régiek, hogy a növényzet azokat már teljesen beépítette.

A folyóba egykor becsúszott anyagot a Duna elhordta és ezért ilyen helyeken 3—4 m magasságú helyi partfal képződött. Az Eötvös emlékműtől D-re a kb. 30 m magasságú magaspart Ercsi felé lealacsonyodik, az erdő megszűnik és a



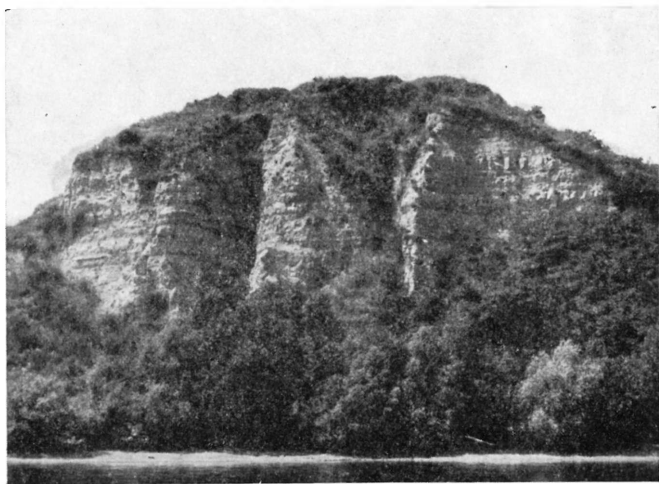
7. ábra. Erdőmagaspart vázlatos helyszínrajza. Jelmagyarázat: 1. Dunai üledékekkel fedett terület, 2. Nem erodáló magaspartszakaszok, 3. Helyenként mozgásokkal tagolt pusztuló, magaspart, 4. Felsőpannoniai képződményekből álló terület, 5. Dunai és patakchordalékkal fedett terület

Abb. 7. Skizzenhafter Lageplan des Hochufers von Erd. Erklärungen: 1. Gebiet, bedeckt von Donau-Ablagerungen, 2. Hochuferstrecken, die keine Erosion erleiden, 3. Hochufer, stellenweise durch Bewegungen gegliedert, in Erosion begriffen, 4. Gebiet, von oberpannonischen Bildungen aufgebaut, 5. Gebiet, bedeckt von Donau- und Bachgeschiebe

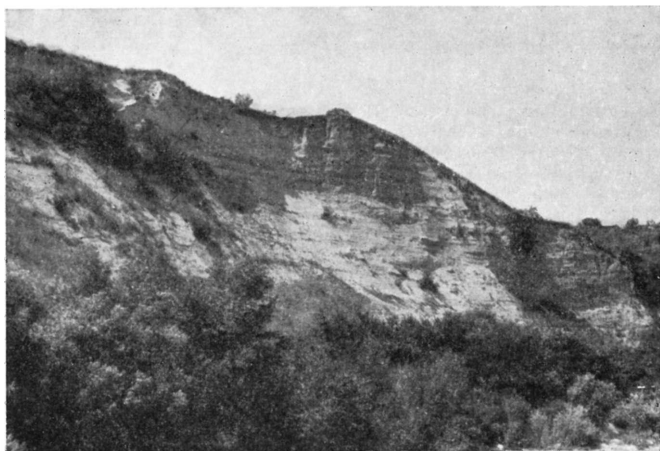
lejtőket gyeppel borítja, amely az egykori mozgás formáit jól konzerválta. Ercsi községnél az emberi tevékenység partalakító hatása erőteljesen érvényesül (személteljesítés, teraszosítás) (11. ábra).

A község D-i részén már a magaspart fokozatosan eltávolodik a Dunától és a község után a kb. 20 km hosszúságú „Adonyi öblözet” következik, ahol a folyónak lapos partja van.

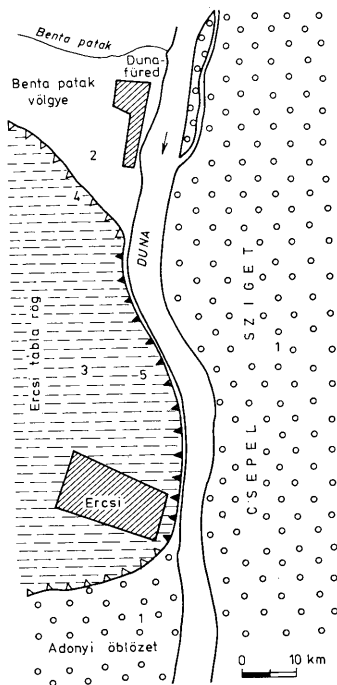
3. A Dunaujvárosi magaspart szakaszát É-ről az Adonyi öblözet, D-ről pedig a Baracsi patak völgye határolja. E partszakaszon figyelhető meg a legtöbb mozgásforma és az utóbbi években itt voltak a legjelentősebb mozgások is. Kulcsnál és a községtől É-ra a partszakasz legészakibb részén, rögtön ahol az ÉNY–DK irányból a magaspart kijön a Dunához, hatalmas, több száz métert is meghaladó egykori mozgások mutathatók ki. A parttól a medertől kb. 200–300 m-re van és a közbelső területen az egykori mozgásokra jellemző formák mutathatók ki (12. ábra). Rácalmás község is ilyen egykori csúszásos területen épült ki és ezzel magyarázható az, hogy esetenként épületkárokat okozó mozgások vannak. Rácalmástól É-ra az ÉNY–DK irányú folyásirány nagy kanyarral D-re fordul és a magaspartok mentén zátonyokat, szigeteket rakott le a Duna (Nagy, Szalki szigetek). Egyes helyeken mint pl. Rácalmástól D-re a partok lábánál már helyenként 50–100 m szélességű dunai üledékanyag is megtalálható.



8. ábra. Az érdi magaspart függőleges partfalrészlete
Abb. 8. Vertikaler Hochufer teil des Hochufers bei Érd



9. ábra. Érdi magaspart elótérnélküli íves csúszólapú partrogyás
Abb. 9. Ufererrutschung von gebogener Gleitfläche ohne Vorraum bei Érd

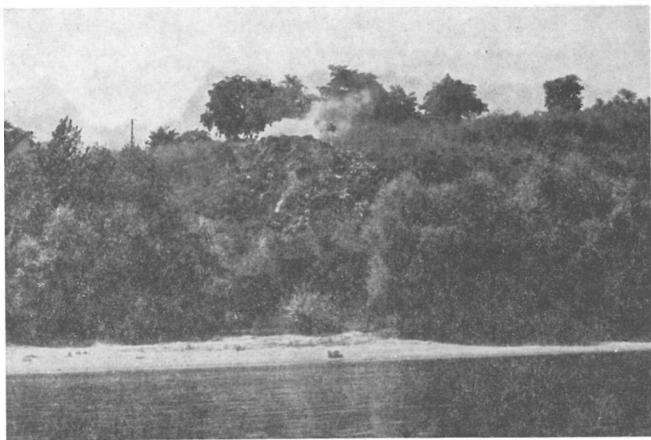


10. ábra. Ercsi magaspart vázlatos helyszínrajza. J e l m a g y a r á z a t: 1. Dunai üledékekkel fedett terület, 2. Folyóvízi üledékekkel fedett terület, 3. Pleisztocén és felsőpannoniai rétegekből álló terület, 4. Duna által már elhagyott magaspartok, 5. Mozcásokkal tagolt pusztuló magaspart

Abb. 10. Skizzenhafter Lageplan des Hochufers von Erd. E r k l ä r u n g e n: 1. Gebiet, bedeckt von Donau-Ablagerungen, 2. Gebiet, bedeckt von fluvialen Ablagerungen, 3. Gebiet, aufgebaut von pleistozänen und oberpannonische Schichten, 4. Hochufer, von der Donau bereits verlassen, 5. Hochufer, Donau durch Bewegungen gegliedert, in Erosion begriffen

Dunaújvárosnál az 1964–65-ös mozgások miatt a partfalat rendezték és vezetóművet létesítettek (13. ábra). Közvetlenül a várostól D-re Kisapostagig a jobb parti oldalon ismét megjelennek a szigetek a folyóban. E szakaszon a partnál ipari hulladékanyagot helyeznek el és szennyvizek elhelyezésével kapcsolatos létesítmények vannak, amelyek az egykori természetes állapotot jelentősen megváltoztatták.

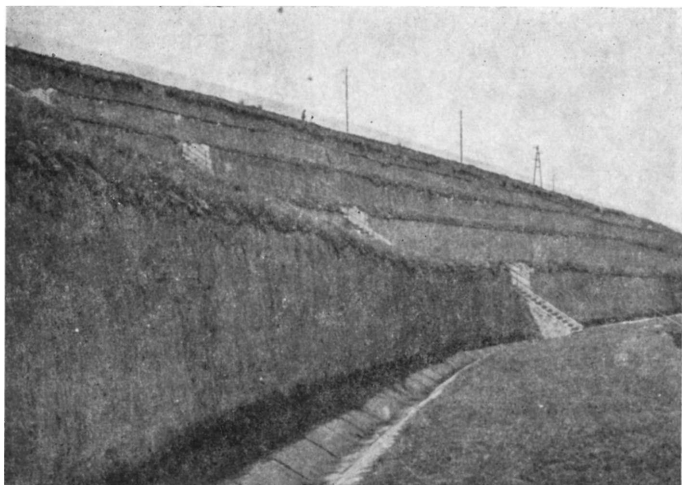
Kisapostagtól D-re a magaspart fokozatosan lealacsonyodik és hiányoznak a mozgásos partokra jellemző függőleges 10–20 m feltárások. Nincs meg továbbá a magaspart és a Duna közötti szakasz mozgó és helyenként átázott anyaga. E helyett kb. 50–150 m szélességben és 5–10 m vastagságban kifejlődött folyó-



11. ábra. Szemét lerakóhelynek használt magaspárt Ercsőtől É-ra
Abb. 11. Hochufer, benutzt als Mülldeponie-Stelle N von Ercsi



12. ábra. A kulcsi partrogyás torlódásos zónája
Abb. 12. Stauchzone der Uferferrutschung bei Kulcs



13. ábra. A rendezett és lelépcsőzött dunaujvárosi magaspart
Abb. 13. Das korrigierte und abgetrepte Hochufer von Dunaújváros

vízi homokos kavicsos összlet települ. A folyó így nem pusztítja közvetlenül a magaspartot, csak magas vízálláskor — árvizek idején közelíti meg azt.

4. *A Dunaföldvári magaspartszakasz* Északról a Baracsi patak völgye, Délről pedig a Bölskei-Madocsai süllyedék határolja (14. ábra). A Baracsi patak torkolatától D-re kb. 15–25 m magasságú függőleges partfal alakult ki, ahol mozgásra utaló jelenségek hiányoznak. Ez a partszakasz a dunaföldvári hídig tart a Felső Öreg hegytől fokozatosan magasodva.

A partszakasz legmagasabb része az Alsó Öreghegy, amely a Duna szintje fölé függőleges partfallal emelkedik ki kb. 50–60 m-rel. E részen 1970-ben nagyméretű partmozgás történt (PÉCSI M. 1971. HORVÁTH Zs. — SCHEUER GY. 1976.). Az Alsó Öreghegyi vonulatrészlet után fokozatosan lealacsonyodik a part és kb. 30 m magasságra csökken.

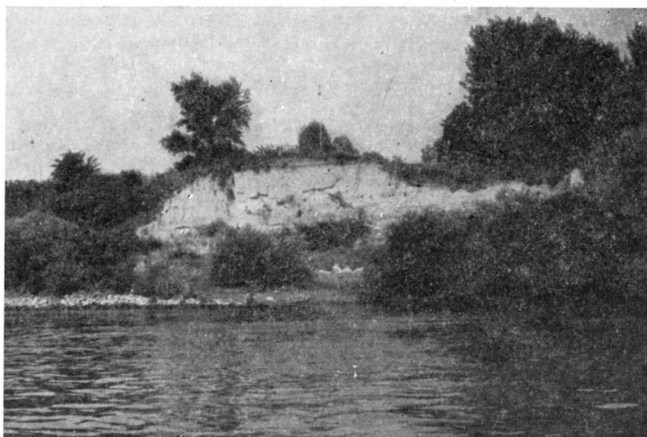
A Duna a hídtól D-re kb. 2 km-re jobb part mentén szigeteket hozott létre és a folyószabályozási munkálatok miatt a magaspart lábánál húzódó folyóágak eróziós tevékenysége erősen lecsökkent. Általában csak kisebb mozgásokból eredő formák ismerhetők fel. E részen következett be 1975-ben egy kisebb jelentőségű partmozgás.

5. *A paksi magaspartszakasz* Dunakömlőd és Paks között húzódik. Bölske és Paks között a Duna hatalmas félkörívet ír le, és jelenleg csak a Paksi Téglagyárnál éri el ismét a magaspartot. A szabályozás és vasút, útépítés előtt a folyó igen intenzív eróziós, partpusztító tevékenységet végzett. A partszakasz közel



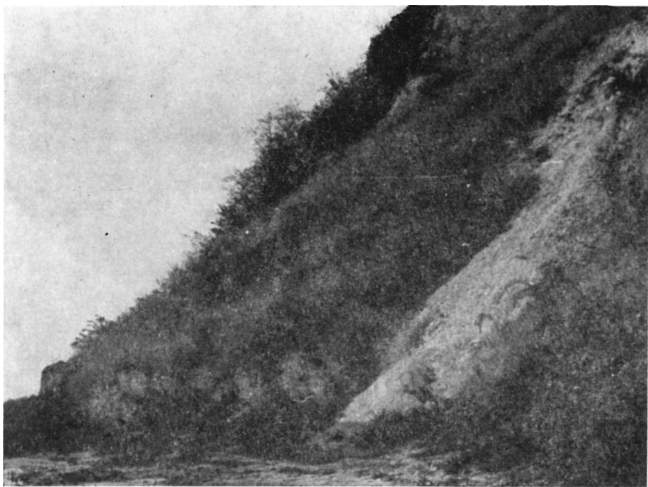
15. ábra. A dunaszekcsői Várhegynél pleisztocén rétegösszleten belül kialakult íves csúszólápú partmozgás

Abb. 15. Uferrutschung von gebogener Gleitfläche innerhalb des pleistozänen Schichtenkomplexes beim Várhegy von Dunaszekcső



16. ábra. Alacsony, függőleges partfal típusa Mohácstól É-ra

Abb. 16. Typus einer niedrigen, senkrechten Uferwand N von Mohács



17. ábra. Ferdén íves csúszólápu mozgástípus Dunaföldvártól D-re
Abb. 17. Bewegungstypus mit schräg gebogener Gleitfläche S von Dunaföldvár

Báta—Dunaszekcső községek között a Duna már elhagyta a magaspart lábát és ennek előterében folyóvízi üledékeket rakott le. Bátától D-re a magaspart részben hullámos, részben pedig kiegyenlített lejtőkkel kapcsolódik a sík területéhez. Ez után csúszásokkal erősen tagolt — függőleges partfalakkal jellemezhető rész következik, amely tart egészen a dunaszekcsői Várhegy D-i oldaláig (15. ábra).

A falutól D-re a jobb parton megjelennek a Dunában a szigetek és a zátonyok, a magaspart lábánál folyóvízi üledékeket találunk. Mohácstól É-ra a Dunát kísérő magaspart magassága kb. 8—10 m és a folyó közvetlenül erodálja (16. ábra). Csúszási nyomok hiányoznak, csak kisebb omlások figyelhetők meg.

Irodalom — Literatur

- AJTESZKY G.—SCHEUER GY. (1972): A tervezett paksi „A” erőmű területének építésföldtani viszonyai. Földtan Kutatás. 15. p. 64—70.
 ÁDÁM L. (1960): A tolnai Hegyhát kialakulása. Földrajzi Értesítő. 9. p. 143—176.
 ÁDÁM L. (1964): A Szekszárdi dombvidék kialakulása és morfológiája. Földrajzi Tanulmányok 2. k. Akadémiai Kiadó Budapest
 ÁDÁM L. (1967): Suvadásos formák a Tolnai dombság löszösterületén. Földrajzi Értesítő. 16. p. 451—469.
 ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. (1954): A paksi löszfeltárás. Földrajzi Közlemények. 78. p. 239—255.
 ÁDÁM L.—MAROSI S.—SZILÁRD J. (1955): A Mezőföld természeti földrajza. Földrajzi Monográfiák 2. Akadémia Kiadó, Budapest
 BARTHA F. (1964): A Mecsek hegység és tágabb környéke pannon üledékeinek biosztratigráfiai vizsgálata, MÁFI Évi Jelentés. 1961-ről p. 175—181.
 BULLA B. (1937): Teraszok és szintek a Duna jobb partján Adony és Mohács között. Mat. és Term. Tudományi Ért. 55. p. 193—224.
 BULLA B. (1939): Teraszvizsgálatok Budapest és Adony között. Földrajzi Közlemények. 63. p. 92—107, 176—190.
 BULLA B. (1964): Magyarország természeti Földrajza. 2. Kiadás. Tankönyvkiadó. Budapest
 CSIKY G. (1963): A Duna—Tisza köze mélyszerkezeti és ősföldrajzi viszonyai a szénhidrogén kutatások tükrében. Földtani Közlemény. 93. p. 19—35.

- DEÁK I.—KARÁCSONYI S.—SCHEUER GY. (1969): Vízföldtani tapasztalatok Beremend környékén. Hidrológiai Köz-löny. 39. p. 503—515.
- DEÁK I.—FONÓ ANDRÉ (1974): Kavicsoktatáster a Dunajobbpart Érd—Báta közötti szakaszára. Nyersanyagkutatási szakvélemény. 73/870. Kézirat. FTI adattár.
- DOMJÁN J. (1952): Középdunai magaspártok csúszásai. Hidrológiai Közöny. 32. p. 416—422.
- ERDELYI M. (1955): A dunavölgy nagyalföldi szakaszának víztároló üledékel. Hidrológiai Közöny. 35. p. 159—169.
- ERDELYI M. (1960): Geomorfológiai megfigyelések Dunaföldvár, Solt és Iszák környékén. Földrajzi Értesítő. 9. 257—276.
- ERDELYI M. (1967): A Duna—Tisza közének vízföldtana. Hidrológiai Közöny. 47. p. 331—340, 357—362.
- EGRI GY.—PÁRDÁNYI J. (1968): Dunai városi magaspártok állékonyság vizsgálata. Műszaki Tervezés. 7. p. 19—24.
- EGRI, GY.—KARÁCSONYI, S.—SCHEUER, GY. (1971): Engineering Geological Problems of the High Bluffs a long the Danube. Guide Book for loess Symposium Hungary. Budapest
- FODOR L. és munkatársai (1966): Magyarország 200.000-es földtani térképsorozatahoz. Pécs. MÁFI kiad-vány. Budapest
- GALLAI L. (1952): A dunai és balatoni magaspártok állékonyságának törvényszerűségei. Hidrológiai Közöny. 32. p. 409—415.
- GYÖRKE Z.—SCHEUER GY.—VÁGÓ I.-NÉ. (1975): Magaspártok állékonyságvizsgálata. FTI Évkönyv. 1950—1975. p. 133—138.
- HORVÁTH Zs.—SCHEUER GY. (1976): A dunaföldvári partrogyás mérnökeológiai vizsgálata. Földtani Közöny. 106. p. 425—440.
- HORVÁTH Zs.—SZILVÁGYI L.—SZÖRÉNYI J. (1975): Csúszásveszélyes területek vizsgálata és nyilvántartása. FTI Évkönyv 1950—1975. p. 130—132.
- HORVÁTH Zs.—SCHEUER GY. (1975): A balatonföldvári és fonyódi magaspártok állékonyságának vizsgálata. Földtani Közöny. 105. p. 335—343.
- KARÁCSONYI S.—SCHEUER GY. (1969): Vízföldtani megfigyelések Dunai város környékén. Hidrológiai Közöny. 39. p. 115—126.
- KARÁCSONYI S.—SCHEUER GY. (1972): A dunai magaspártok építésföldtani problémái. Földtani Kutatás 15. p. 71—83.
- KARÁCSONYI S.—SCHEUER GY. (1976): A dunai városi rétegvíz megfigyelő kutak építésének és észlelésének tapasa-latatai. Hidrogeológiai konferencia 1976. június 1—4. kiadványa
- KÉZDI Á. (1970): A dunai városi partrogyás. Műépítéstudományi Szemle. 20. p. 281—297.
- KRETZOI M. (1953): A negyedkor taglalása gerinces fauna alapján. Magy. Tud. Ak. Műsz. Tid. Oszt. közleményi. Alföldi kongresszus. Budapest p. 89—99.
- KRETZOI M. (1955): Adatok a Magyar-medence negyedkori tektonikájához. Hidrológiai Közöny. 35. p. 35—46.
- KRIVÁN P. (1955): A középeurópai pleisztocén éghajlati tagozódása és a paksi alapszelvény. Földt. Int. Évkönyve. 43. p. 363—510.
- KRIVÁN P. (1957): Felsőpleisztocén (rissi) andezitvulkánosság nyomai a paksi szelvényben. Földtani Közöny. 87. p. 205—210.
- KRIVÁN P. (1960): A Duna ártéri színlíneák kronológiája. Földtani Közöny. 40. p. 56—72.
- LÁNG S. (1955): Geomorfológiai megfigyelések a Szekszárdi dombvidéken. Földrajzi Közlemények. 79. p. 151—156.
- LOVÁSZ GY.—WEIN GY. (1974): Délkelet-Dunántúli geológiája és felszínfejlődése. Baranya monográfia sorozat. Bara-nya megyei Levéltár. Pécs
- MOLDAI L. (1964/a): Adatok a mecsekhegységi lösz földtani viszonyainak vizsgálatához. MÁFI Évi Jelentés. 1962-ről. p. 91—101.
- MOLDAI L. (1964/b): Adatok a Mecsek és peremvidéke negyedkori szerkezeti viszonyainak vizsgálatához. MÁFI Évi Jelentés 1962-ről p. 105—109.
- MOLNÁR B. (1961): A Duna—Tisza közli eolikus rétegek felszíni és felszínalatti kiterjedése. Földtani Közöny. 91. p. 300—315.
- MOLNÁR B. (1971): A dunai városi felsőpannóniai és pleisztocén képződmények üledékföldtani vizsgálata. Földtani Közöny 101.
- MOYTES A.—SCHEUER GY. (1978): A dunaszekcsi magaspártok mérnökeológiai vizsgálata. Földtani Közöny 108.
- PÁVAY VÁJNA F. (1953): Az alföldi Duna mellék rétegtana és hegység szerkezete. MÁFI évi jelentés. 1951-ről p. 69—74.
- PAPP F.—VITÁLIS GY. (1967): Magyarország műszaki földtana. Tankönyvkiadó, Budapest
- PÉCSI M. (1956): Adatok a fiatal hézagmozgások szerepére és mértékére a Duna völgyben. Tud. Gyűjtemény 4. sz. Pécs. 9. p. 13—26.
- PÉCSI M. (1959): A magyarországi Dunavölgy kialakulása és felszínalaktana. Földrajzi Monográfiák 3. Akadémiai Kiadó, Budapest.
- PÉCSI M. (1962): A magyarországi pleisztocénkori lejtős üledékek és kialakulások. Földtani Értesítő. 11. p. 19—39.
- PÉCSI M. (1965): A Kárpátmedencebeli löszök, löszszerű üledékek típusai és litosztratiográfiai beosztásuk. Földrajzi Közöny. 89. p. 324—332.
- PÉCSI M. (1967): A löszfeltárások üledékeinek genetikai osztályozása a Kárpátmedencében. Földrajzi Értesítő. 16. p. 1—18.
- PÉCSI M. és munkatársai (1967): A dunai Alföld. Akadémiai Kiadó, Budapest
- PÉCSI M. (1971): 1970 évi Dunaföldvári földösszamlás Földrajzi Értesítő. 19. p. 233—238.
- PÉCSI, M.—JUHÁSZ, A. (1974): Kataster der Rutschungsgebiete in Ungarn und ihre Kartographische Darstellung. Földrajzi Értesítő. 23. p. 193—202.
- PÉCSI M.—PEVZNER (1974): Paleomágneses vizsgálatok a paksi és a dunaföldvári löszösszetben. Földrajzi Közle-mények. 98. p. 220—224.
- RÓNAI A. (1964): A dunántúli és alföldi negyedkori képződmények érintkezése Paks és Szekszárd között. MÁFI Évi Jelentés. 1961. év II. 19—30.
- RÓNAI A.—BARTHA F.—KROLOPP E. (1965): A kulcsi löszfeltárás szelvénye MÁFI Évi Jelentése 1963. évről p. 167—187.
- RÓNAI A. és munkatársai (1972): Magyar- és Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatahoz. Szekesfehervár Kiadó: MÁFI Budapest
- SCHEUER GY.—VERMES J. (1970): Talajfagyási jelenségek a Dunai városi löszösszetben. Földrajzi Értesítő. 16. p. 91—95.
- SCHEUER GY. (1968): Vízföldtani megfigyelések a dunai városi III. sz. vízkivételi mű térségében. Hidrológiai Táje-koztató. 1968. június p. 67—70.
- SCHMIEDT B. R. (1966): A dunai városi 1964. évi partomlás. MÁFI Évi Jel. 1964-ről
- SOMOGYI S. (1961): Hazánk folyóvízhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. Földrajzi Közlemények. 10. p. 25—50.
- STEFANOVICS P.—RÓZSAVÖLGYI I. (1962): Újabb paleopedológiai adatok a paksi szelvényről. Agro-kémia és Talajtan 3.4. p. 17—23.
- SZEDERKÉNYI T. (1964): A baranyai Dunamenti szigettrögök földtani viszonyai. Földtani Közöny. 94. p. 27—32.
- SZENTES F. és munkatársai (1968): Magyar- és Magyarország 200 000-es földtani térképsorozatahoz. Tatabánya. MÁFI Kiadás. Budapest

- SZILÁRD J. (1955): Geomorfológiai megfigyelések Kiskörös és Paks vidékén. Földrajzi Értesítő. 4. p. 263—278.
 TÓTH I.-NÉ—SCHEUER Gy.—VERMES J. (1968): Mérnökgeológiai megfigyelések a Rácalmási suvadással kapcsolatban. Mérnökgeológiai Szemle. p. 13—27.
 URBANOSKE J. (1971—1973): Magyarország mélyfúrású kútjainak katasztere. IV—V. kötet. OVH kiadvány. Budapest
 VADÁSZ E. (1960): Magyarország földtana. Akadémiai Kiadó. 2. Kiadás. Budapest
 VICZIÁN I. (1965): A baranyai bazalt. Földtani Közlöny. 95. p. 448—452.
 VITÁLIS Gy. (1959): A borjádi tározó vízföldtani és műszaki-földtani vizsgálata. Hidrológiai Közlöny. 39. 208—217

Ingenieurgeologische Untersuchung der Donau-Hochufer

Dr. Gy. Scheuer

Südlich von Budapest, bis an die Staatsgrenze, entwickelte sich auf einer Strecke von ca. 180 km eine ganze Reihe von Hochufern. Aufgrund der morphologischen Gegebenheiten lassen sich die den Fluss begleitenden Hochufer in 6 Uferabschnitte gliedern: Den nördlichen Hochufern gehören die Uferabschnitte von Erd und Eresi an, die vorwiegend von oberpannonischen Ablagerungen aufgebaut sind. Zu den mittleren Hochuferzügen sind die Hochuferstrecken von Dunaújváros, Dunaföldvár und Paks zu rechnen. Für diese ist bereits ein komplexer geologischer Bau kennzeichnend, da neben den oberpannonischen Bildungen in verschiedener Mächtigkeit und Ausbildung auch der pleistozäne Lösskomplex beteiligt ist, ja es gibt sogar solche Stellen, wo die Mächtigkeit des Lösskomplexes sogar 80 m überschreitet, und so bestehen die Uferwände nur noch aus pleistozänen Schichten. Den südlichen Uferzug bildet die zwischen Bába und Mohács ausgebildete Hochuferstrecke von Dunaszekcső. Die Uferwände sind hier auch vorwiegend von pleistozänen Ablagerungen aufgebaut.

Die Typisierung der Hochufer kann nach verschiedenen Prinzipien durchgeführt werden, und zwar aufgrund von Morphologie, Grösse, Ausbildung, geologischem Bau, Hydrogeologie, Standfestigkeit, menschlicher Einmischung. Auf dieser Grundlage lassen sich zahlreiche Hochufer Typen unterscheiden.

Nach den durchgeführten Untersuchungen und Beobachtungen unterscheiden sich: Abbrüche, Rutschungen, Fliessrutschungen, Abrutschungen, Gleitungen und Ufereinrutschungen. In der Entstehung der Bewegungen war in den letzten Jahrzehnten über die physisch-geographischen Faktoren hinaus auch die menschliche Tätigkeit beteiligt. Die grossen Bewegungen, die bei Dunaújváros in 1964—65 stattfanden, wurden hauptsächlich dadurch bedingt. Der gegenwärtige Stand der Donau-Hochufer spiegelt die Entwicklungsstufe eines gegebenen Zeitpunktes, der Gegenwart, wider. Das bezieht sich auch auf den gegenwärtigen Stand der durch die Uferbewegungen zustande gebrachten Reliefformen. Demzufolge können alle Formen und Erscheinungen nachgewiesen werden, die die beiden aufeinander gefolgt Bewegungen miteinander verbinden.

In diesen Entwicklungsprozess mischt sich der Mensch mit seiner die Umwelt verändernden Tätigkeit in immer grösserem Masse ein. Regelung der Uferwände, Dränierung von Oberflächen- und Grundwässern, Entwässerung und Donau-Flussregelung haben dazu beigetragen, dass die für die Bewegungen verantwortlichen Naturkräfte immer weniger fähig sind sich frei zu entfalten. Demzufolge verändert sich die Tendenz der Entwicklung der Hochufer, es verringern sich die ufergestaltenden Bewegungen um endlich vollkommen aufzuhören, und dadurch wird die Inanspruchnahme von wertvollen, bisher unnützlichen Gebieten zu verschiedenen Zwecken ermöglicht.

Albitdiabáz és keratofir telérközetek a komlói feketekőszén területéről

Szilágyi Tibor*

(6 ábrával, 4 táblázattal, 3 táblával)

Összefoglalás: Túlnyomóan albitból álló magmatittelérek, melyeket a szerző albitdiabázként ír le, nagy gyakorisággal jelennek meg a Komló környéki feketekőszén-kutató fúrásokban, a bányavágatokban, s a felszíni feltárásokban. Az alsó- és középsőliász kőszén, pelites, karbonátos és durvatörmeléken összetette nyomult, eredetileg analim-diabáz – keratofir összetételű telérek az ausztriai orogén mozgások során meggyűrődtek, s zeolit fáciesű metamorfózison estek át. Ezt támasztja alá a bizonyíthatóan másodlagos albitosodáson kívül a plagioklászok szerkezeti állapota is. A területen gyakori át nem alakult magmatittelérek képződése mindezek figyelembevételével az orogén mozgás utáni időszakra tehető.

Bevezetés

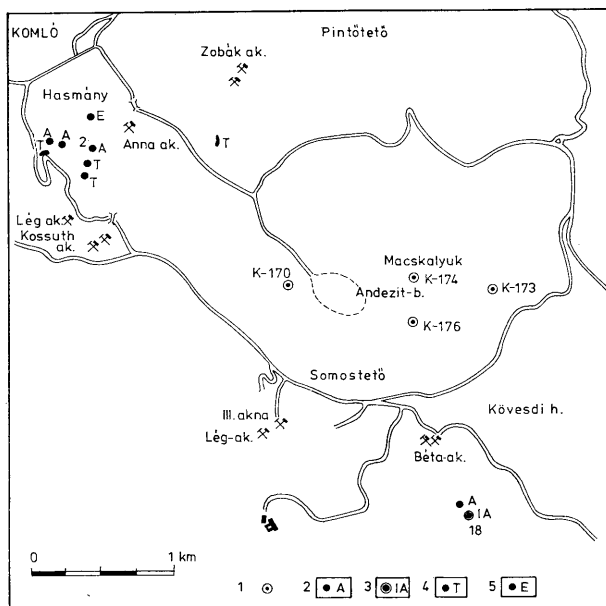
A mecseki mezozoós magmatizmussal foglalkozó kutatók elsősorban az üde, színes szilikátokat tartalmazó telérekkel foglalkoztak behatóbban. MAURITZ B. (1913) részletes vizsgálatnak vetette alá a különböző trachidoleriteket, s elsőként tett említést Vasas telep, Császa környékéről, Pécs-Makár-hegy K-i oldalán, Szentkút közeléből világosszürke színű telérekről, melyeket bontott kőzeteknek tekintett. SZÉKYNÉ FUX V. (1952) felszíni és bányabeli mintákat vizsgált. A kifakult, világosszürke trachidolerittelérek kristályosodásánál, kialakulásánál fontos szerepet tulajdonított a benyomuló láva és a kőszéntelepek kölcsönhatásának. Az 1972. előtti, többnyire szakaszos magvételrel mélyült kőszén-kutató fúrások földtani dokumentációi a trachidoleritteléreket SZÉKYNÉ FUX V. felfogásának megfelelően transzaporált kőzetként, korábban karbotrachidoleritként, később karbodiabázként említették.

1972. és 1976. között Zobák aknától DK-re elterülő területen (1. ábra) a kőszénkészlet feltárására, a bányaföldtani viszonyok tisztázására mélyültek a K-170, -173, -174, -176 sz. fúrások. A teljes magvételre való mélyítés, a 100%-ot megközelítő magkihozatal a magmatittelérek településére, előfordulási gyakoriságára, s vastagságviszonyaira szolgáltatott adatokat. A fúrások anyagának részletes feldolgozását az OFKEV Központi Földtani Laboratóriumának szakemberei 1973. és 1977. között végezték el, különös figyelmet fordítva az albitdiabázok ásványtani és genetikai vizsgálatára.

Az albitdiabázok rétegtani helyzete

Komló környékén felszíni feltárásban Béta aknától DK-re a kőszéntelepes összletből, a Hasmány DK-i és DNY-i részén a középsőliász foltos mészmárga-összletből ismertek albitdiabáz telérek. A vizsgált fúrások esetében a telérek az

* Előadta a MFT Dél-dunántúli Területi Szakosztályának 1977. október 28-iki szakülésén

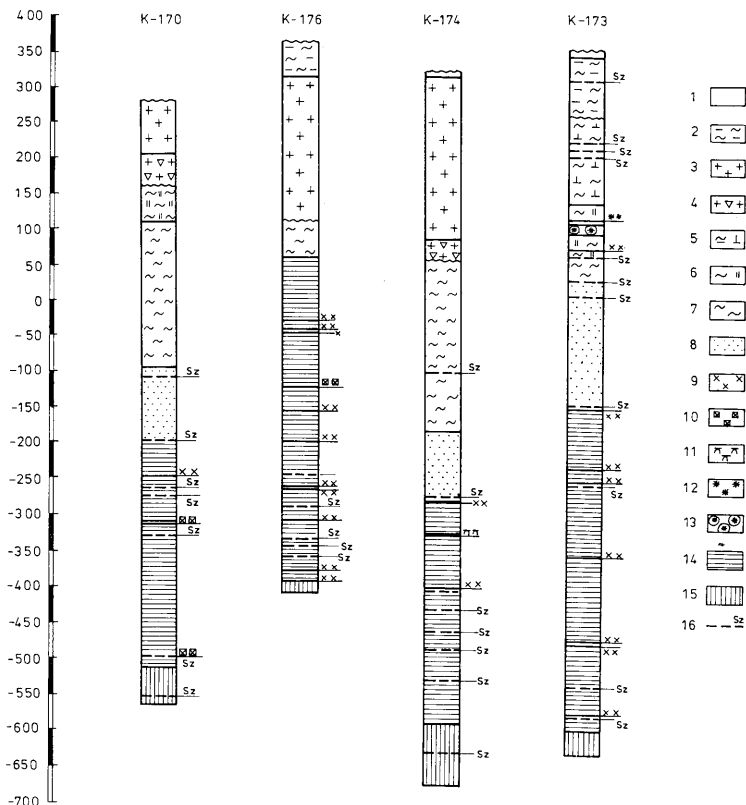


1. ábra. Áttekintő térkép a komlói kőszénbánya környéki diabázfeltárásokról, Zobák DK kutatófúrásairól. Jel-magyarázat: 1. Kutatófúrás, 2. Albitdiabáz, 3. Intermediér kémizmusú albitdiabáz, 4. Teschenites analcimidabáz, 5. Essexites diabáz

Fig. 1. Outline map showing the diabase (trachydolerite) exposures and the Zobák-SE exploratory boreholes in the vicinity of Komló. Explanation: 1. Exploratory drilling, 2. Albite diabase, 3. Albite diabase of intermediate chemism, 4. Teschenite analcime diabase, 5. Essexite diabase

alsóliász foltosmárga és a kőszéntelepek összletben találhatók (2. ábra). Nagyon gyakran a kőszéntelepek mentén nyomultak be, s ilyenkor a kőszénrel való keveredés, a kőszén bekebelezése gyakori jelenség. A benyomulással járó hőmérsékletemelkedés az érintkezési zónában a kőszén kokszosodását, a kőszénből keletkező CO_2 a telérek erős karbonátosodását idézte elő. A kőszéntelepek összlet meddő képződményeivel való érintkezés pedig sötét színű kontakt agyagkövek, márgák kialakulását eredményezte. Vastagabb telérek esetében sem volt azonban jelentős kontakthatás, kontaktmetamorfitek kialakulása nem figyelhető meg.

A telérek vastagsága igen változó, néhány decimétertől maximálisan 5 m valódi vastagságig terjed a vizsgált fúrásokban. A felszíni kibúvások esetében sem észlelhető nagyobb telérvastagság. Valamennyi albitdiabáz telér teleptelér, diszkordáns településükkel kapcsolatos adatok nem állnak rendelkezésre. A folyásirány és az üledékes mellékkőzet dőlésének egyezése még afanitos kristály-



2. ábra. Az albitdiabázok (keratofirok) települése Zórák DK kőszénkutató fúrásaiban. J e l m a g y a r á z a t: 1. Holocén, pleisztocén, 2. Miocén finom- és durvatörlemelés képződmények, 3. Amphibolandezit, ill. bronzitos amphibolandezit, 4. Amphibolandezit xenoagglomerátum, 5. Középsőliász foltos mészmárga rétegcsoport, 6. Alsóliász foltosmárga rétegcsoport, 7. Alsóliász fedőhomárga rétegcsoport, 8. Alsóliász fedőhomokkő rétegcsoport, 9. Bázisos kemizmusú albitdiabáz, 10. Intermedier kemizmusú albitdiabáz, 11. Részlegesen albitosodott analcimidabáz, 12. Kamptonitos jellegű diabáz, 13. Melilit-Ti augitos lamprofir, 14. Alsóliász kőszéntelepes övezet, 15. Raeti törlemelés képződmények, 16. Szerkezeti vonal

Fig. 2. Mode of occurrence of albit diabases (keratophyres) in the exploratory boreholes of Zórák-SE area. E x p l a n a t i o n s: 1. Holocene, Pleistocene, 2. Miocene fine to coarse-deltaic sediments, 3. Hornblende andesite and/or bronzite hornblende andesite, 4. Hornblende andesite xenoagglomerate, 5. Middle Liassic mottled calcareous marl sequence, 6. Lower Liassic hanging marl sequence, 7. Lower Liassic hanging sandstone sequence, 8. Albit diabase of basic chemistry, 9. Albit diabase of intermediate chemistry, 10. Partly albitized analcime diabase, 11. Kamptonitic diabase, 12. Melilit-Ti-augite lamprophyre, 14. Lower Liassic coal measures, 15. Rhaetian clastic formations, 16. Structure line

szerkezetű kőzeteken is megállapítható az ellapított mandulakövek, mandulakőfűzések révén.

A kőszéntelepes összletben megfigyelhető nagyobb kőzettelér-gyakoriság a kőszéntelepek, mivel anyagukban döntő mennyiségben albitosodott v. albithoz áll kapcsolatban.

Jellemző e teleptelérekre a laterális gyors kiékelődés. Az egymáshoz közel eső K-173, -174, -176 sz. fúrásokban a telérek száma igen eltérő.

A telérkőzetek petrográfiaja

A jelzett fúrások által harántolt, s a felszíni feltárásban is megtalálható világosszürke, oxidáltabb változatoknál barnásszürke, esetenként vörösbarna színű kőzettelérekre, mivel anyagukban döntő mennyiségben albitosodott v. albithoz közel álló plagioklász fordul elő, célszerű az ezt figyelembe vevő kőzetnév alkalmazása. Erre legalkalmasabbnak az *albitdiabáz*, illetve *keratofir* elnevezést tartom.

A kőzet felépítésében a már említett albiton kívül jelentős, de változó mennyiséggel képviselt a kalcit, a sziderit. Kisebb mennyiségben klorit, leukoxén, apatit, rutil, pirit és zoizit is előfordul (I. táblázat). A bázisosabb kémiai összetételű kőzetekben gyakori leukoxén egyértelműen a titanomagnetit átalakulásával képződött. Néhány esetben megfigyelhető vázkristályszerű megjelenés (I. tábla 1.), mely a titanomagnetit magmás szételegyedésével hozható kapcsolatba.

A savanyúbb kőzetváltozatokban kvarc is megjelenik (I. tábla 2.). Színes szilikátokat sem porfiroosan, sem az alapanyagban nem tartalmaznak, pszeuomorfózaiák néhány telér esetében megfigyelhetők. A pszeuomorfózák anyaga többnyire kalcit, a vázat opacitós anyag alkotja (I. tábla 3.). Néhány pszeuomorfóza iddingsit anyagú (I. tábla 4.). Alakjuk alapján monoklin piroxén átalakulási termékei.

Albitdiabáz telérek ásványos összetétele

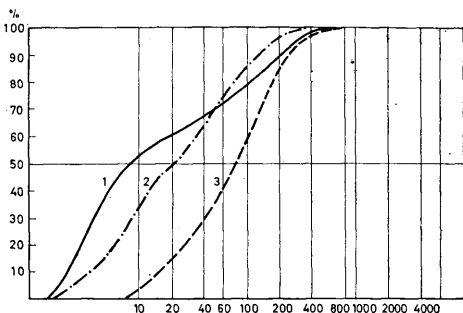
I. táblázat

	1. %	2. %	3. %	4. %	5. %
Plagioklász	69,8	73,5	76,5	71,4	52,1
Kvarc	8,5	0,18	—	0,9	—
Leukoxén	1,0	0,6	0,7	0,5	6,1
Titanomagnetit	0,1	—	—	—	—
Kalcit	—	2,0	3,0	2,9	29,2
Sziderit	12,4	9,3	9,4	13,7	4,1
Agyagásvány	7,6	14,2	10,0	9,9	2,8
Zoizit	—	—	—	—	0,8
Pirit	0,5	0,3	0,4	0,2	—
Iddingsit	—	—	—	0,3	—
Kalcit + limonit + agyagásvány pszeud	—	—	—	—	4,9

Magyarázat: 1. K-170 sz. fúrás 593,70—599,30 m 2. K-173 sz. fúrás 718,10 m, 3. K-173 sz. fúrás 718,50 m, 4. K-173 sz. fúrás 719,10 m, 5. K-176 sz. fúrás 405,00 m.

A kőzet mikroszöveve változó, részben az összetétel, részben a telérszegélytől való távolság függvényében. Fluidális és intergranuláris szövetű, porfiros és afi-ros szerkezetű, mandulaköves változatai fordulnak elő. A fenokristályok mennyisége változó, a vizsgált esetekben igen alárendelt volt. Ismertek bányabeli minták, melyekben a porfiros plagioklászok igen jelentős mennyiséget, s több mm-es nagyságot érnek el. Az afi-ros szerkezetű kőzetek esetében makroszkópos méretet csak a különböző kitöltésű, döntően kalcit, ritkábban agyagászvány, illetve kalcit-agyagászvány, egy-két esetben kalcidon anyagú mandulakövek érték el. Méretmaximumuk több cm-re tehető, átlagosan 1–3 mm.

A magma kristályosodásakor érvényesülő hatások kimutatására a telér közepét és a szegélyét külön vizsgáltuk. Néhány esetben a mellékkőzet hatása a kristályosodás különböző mértékében igen élesen jelentkezik. A telérszegélyen az alapanyag plagioklászainak mennyisége erősen lecsökken, helyét kalcit, klorit, s opacitos anyag foglalja el (3. ábra). A kőzetüvegfazist egyetlen esetben sem volt lehetséges kimutatni. A telér belseje jól kristályos, az átlag kristályméret 100–300 μm között alakult (II. tábla 1., 2.).



3. ábra. A K-173 sz. kutatófúrás 718,00–719,20 m között települő telér kristályossági fokának alakulása a telér szegélytől különböző távolságban. J e l m a g y a r á z a t: 1. 718,10 m; 2. 718,50 m; 3. 719,10 m

Fig. 3. Variation of the crystallinity degree of the 718,00–719,20 m interval of borehole K-173 at different distances from the dike margin. E x p l a n a t i o n s: 1. 718,10 m; 2. 718,50 m; 3. 719,10 m

A kőzetszövet alakulására az eredeti kőzetkemizmus is hatással volt. A savanyúbb kemizmusúak esetében a trachitos, folyásos szövet, míg a bázisosabbak esetében intergranuláris és folyásos szövet alakult ki. Ez elsősorban a magma viszkozitásával áll szorosabb kapcsolatban.

A kőzetkemizmus és az ásványos összetétel kapcsolata

A telérek többsége bázisos kemizmusú, a karbonáttartalmuktól függően SiO_2 tartalmuk 36–46 % között alakult (II. táblázat). Az alacsony SiO_2 értékek magas karbonáttartalommal párosultak. Igen jelentős, 2–4 % TiO_2 tartalmuk nagy mennyiségű leukoxén jelenlétéből adódik. Az alkáliák közül az Na_2O dominál, mennyisége 3–5 %, a K_2O -tartalom ritkán haladta meg az 1 %-ot.

Albitdiabázok kémiai összetétele

II. táblázat

	1. %	2. %	3. %	4. %	5. %
SiO ₂	40,95	62,38	52,38	56,75	36,85
TiO ₂	3,12	0,40	1,88	0,64	1,88
Al ₂ O ₃	14,02	17,91	15,23	18,08	16,32
Fe ₂ O ₃	2,01	0,75	1,05	1,00	1,45
FeO	9,68	4,91	8,58	4,04	9,34
MnO	0,22	0,22	0,27	0,13	0,22
MgO	2,80	0,40	1,35	0,70	3,32
CaO	7,14	1,40	4,05	1,96	6,16
K ₂ O	—	—	—	0,39	0,77
Na ₂ O	3,86	5,00	2,55	7,00	4,27
H ₂ O ₂	0,09	0,04	0,18	0,28	0,75
H ₂ O ⁺	3,68	1,46	3,54	2,01	4,88
H ₂ O ⁻	0,39	0,24	0,16	0,14	0,19
CO ₂	11,18	3,45	6,52	3,82	8,76
SO ₂	—	—	—	1,20	1,36
Összesen:	99,04	98,56	98,19	98,14	98,17

Magyarázat: 1. K-170 sz. fúrás 529,90—530,70 m; 2. K-170 sz. fúrás 593,70—599,30 m; 3. K-170 sz. fúrás 774,20—776,15 m 4. K-173 sz. fúrás 718,50 m; 5. K-176 sz. fúrás 408,00 m. Elemző: PÁNCZEL E., CSORDÁS G.

Jóval ritkábbak az intermedier kemizmusú telérközetek. Kimutathatók a K-170 sz. fúrásban 593,70—599,30 m (SiO₂ 62,38%), a K-176 sz. fúrásban 483,50—485,60 m (SiO₂ 54—56%), és a K-173 sz. fúrásban 718,00—719,80 m (SiO₂ 54—57%) közti szakaszból, s ugyancsak intermedier kemizmusúnak minősíthető a Béta aknától DK-re húzódó árokrendszerben felszínre bukkanó telér a kvarc jelentős mennyiségű jelenléte alapján. E savanyúbb kemizmusú telerekben igen erősen lecsökken a TiO₂, s egyben a leukoxén mennyisége, s ugyancsak csökken a karbonátok gyakorisága. Lényeges változás a bázisos telerekhez képest a szabad SiO₂ megjelenése. Az Na₂O mennyisége lényegesen nem változik, maximálisan a vizsgált esetekben eléri az 5%-ot. A kémiai elemzésekben nem tűnik ki, de az eredeti kőzet rekonstrukciója szempontjából fontos a bázisos kőzettípusokban változó, de nem jelentős mennyiségben megjelenő zoizit.

Szoros kapcsolat ismerhető fel a SiO₂—TiO₂, illetve a kvarc és a leukoxén mennyiségének alakulása terén a különböző kémiai összetételű telerek esetében. Az összefüggés arra hívja fel a figyelmet, hogy a kvarc az intermedier kőzetekben ortomagmás elegyrész.

Az előzőeket összegezve megállapítható, hogy a kőzetek kémiai összetételében mutatkozó különbségek magmakemizmusból adódnak, s az albitosodás különböző ásványos- és kémiai összetételű kőzeteket ért.

A földpátok vizsgálatának eredményei

Mivel a plagioklászok a kőzet anyagában 50%-ot meghaladó mennyiségben szerepelnek, s ezenkívül a kőzetgenetika tisztázása szempontjából fontos információk hordozói, vizsgálatukra nagy hangsúlyt fektettünk. Összetételük, iker-törvényeik megismerésére, szerkezeti állapotmeghatározására a FEDOROV módszert alkalmaztuk. Az összetétel kvalitatív meghatározására jól alkalmazható a kanadabalzsamhoz viszonyított törésmutató. Kvantitatív meghatározásnál az ikersíkok illetve az összenövési sík pólusának az indikatrixhoz viszonyított helyzetét, valamint a hasadási irányok pólusai és az indikatrix kapcsolatát vizs-

gáltuk. Az ily módon meghatározott anortit-százalékos összetétel mellett megmértük a tengelyszögeket is. Az összetétel, a tengelyszög ismeretében következtetni lehet a plagioklászok szerkezeti állapotára, a képződés körülményeire, hőmérsékletére.

A vizsgált telérek esetében a teléren belüli összetétel lényeges ingadozása (kivéve a K-174 sz. fúrás 652,45–655,15 m közti telért) nem figyelhető meg. Minenként 10–15 db mérés eredményéből számított átlagértékek az An_{12} -t nem haladták meg.

Az iktörvények gyakoriságát diagramban ábrázoltuk (4. ábra). Legnagyobb gyakorisággal a komplex albit/ala (62 %) fordult elő. Második leggyakoribb az albit (13,9 %), gyakori az aklin és periklin (10,8). A többi iktörvény, így az előfordult ala/esterel, karlsbadi, albit/karlsbadi és a manebachi gyakoriság szempontjából kevésbé jelentős.

A vizsgált kristályok pozitív, illetve negatív optikai jellegűek voltak, így célszerű az optikai tengelyszögüket a $2V\alpha$ értékkel jellemezni. A $2V\alpha$ értékek 83° és 96° között változtak (III. táblázat).

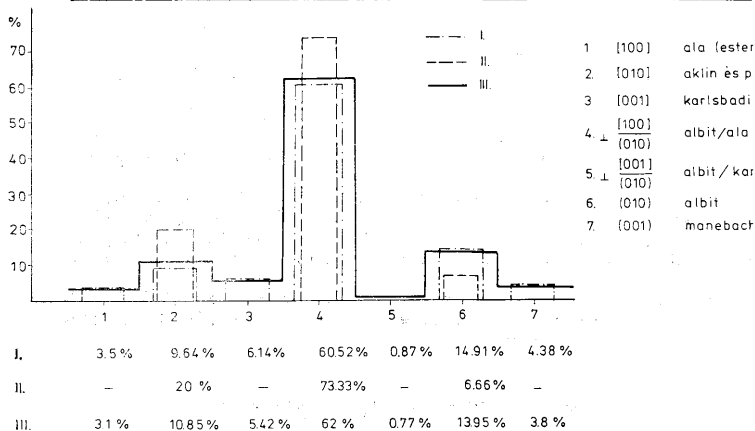
A plagioklászok optikai tengelyszögének összetételének és rendezettségének alakulása az albitdiabáz telérekben

III. táblázat

	$2V\alpha$	An %	I.i.
Komló – 170. sz. fúrás			
1. 529,90–530,70 m	92	5	85
2. 593,70–599,30 m	87	6	77
3. 774,20–775,15 m	94	7	93
Komló – 173. sz. fúrás			
4. 879,50 m	92,6	5	86
5. 718,10 m	88	5	77
6. 718,50 m	88	6,5	78
7. 719,10 m	88	2	73
Komló – 176. sz. fúrás			
8. 594,50 m	95	12	100
9. 404,80 m	93	3,6	85
10. 408,00 m	95,8	5	91
11. 409,00 m	94	11,4	100
12. 484,00 m	83,4	6,6	70
13. 485,60 m	85,6	5	72
14. 519,00 m	88	6	78
15. 512,10 m	96	2	89
16. 564,50 m	96	1	88
17. 625,10 m	93	5	87
18. 625,40 m	93,5	6,5	89
19. 674,40 m	91,4	1,6	80
20. 742,50 m	96	1,3	88
21. 743,80 m	94,5	0,6	85
22. 758,00 m	92,7	11,7	95
23. 2. sz. pont	88,8	1,2	75
24. 18. sz. pont	92,7	3,7	83

A plagioklászok $2V$ értéke és szerkezeti állapotuk, rendezettségük között, különösen An_{30} összetételi tartományon belül igen szembetűnő az összefüggés (SLEMMONS. 1962). A szerkezeti rendezettség (order-disorder) a plagioklász rácson belül a tetraéderes pozícióban a Si–Al atomok viszonyát jellemzi. Elemi cellán belül a tiszta anortit ($CaAl_2Si_2O_8$) rácában a Si : Al = 1 : 1, az albit ($NaAlSi_3O_8$) esetében a Si : Al = 3 : 1.

MEGAW, H. D. (1962) szerint ideális állapotban valamennyi plagioklász elemi cellán belül a Si : Al arány azonos, albit esetében tehát 3 : 1. Amennyiben az arány elemi cellánként, vagy cellacsoportonként változik, akkor az order-disorder közti állapot alakul ki. A rendezettség jellemzésére a rendezettségi index (intermediacy index) szolgál, amely 0-tól 100-ig terjed. SLEMMONS, D. B. (1962) szerint a rendezettségi index (I.i.) különböző genetikájú plagioklászok esetében a következőképpen alakul:



4. ábra. Az ikertörvények gyakorisági eloszlása albitdiabáz telérekben. Jelmagyarázat: I. Alapanyag generáció, II. Porfiro generáció, III. Alapanyag és porfiro generáció együtt

Fig. 4. Frequency distribution of twinning laws in albite diabase (keratophyre) dikes. Explanation: I. Groundmass generation; II. Porphyric generation; III. Groundmass and porphyric generations combined

száraz szintetikus plagioklász
nedves szintetikus plagioklász
vulkáni plagioklász
tipikus plutóni, hipabisszikus
vagy metamorf plagioklász

I.i.
0
0—17
0—47
39—100

A vizsgált albitdiabáztelérek plagioklászainak rendezettségi indexe 70—100 között változott, az átlag 84.

Az összetétel és a rendezettség ismeretében meghatározható a képződési hőmérséklet (CHRISTIE, O. 1962).

Az albitdiabázok plagioklászai a vizsgálati eredmények alapján meghatározva 400—510 °C közötti hőmérsékleti tartományban képződtek, az átlag 470 °C. A hőmérsékleti értékek és a szilifikációs fok között egyértelmű kapcsolat nem volt felismerhető, de minden esetben az átlagot meghaladó értékek adódtak az intermedier kemizmusú telérek esetében.

A köztelések szubvulkáni helyzete, valamint a plagioklászok által jelzett képződési viszonyok nem fedik egymást, közöttük a különbség lényeges. Az eredmények a SLEMMONS-féle csoportosítás legutolsó csoportja, hipabisszikus, abisszikus, ill. metamorf plagioklász képződési viszonyainak felelnek meg.

A K-173 sz. fúrás foltos márga összletéből származó 282,10—283,20 m közötti albitdiabáztelérben részben átalakult porfiro földpátreliktumok figyelhetők meg (II. tábla 3.). Az 1,0—1,5 mm nagyságú plagioklász-kristályok albit/ala, albit/karlsbadi törvények szerint ikerlemez szerkezetűek, összetételük An_{43-47}

között változik. Harántirányban An_{7-11} összetételű albitos ereket tartalmaznak. Az alapanyag teljes egészében albitosodott. E reliktumok hívják fel a figyelmet az albitosodás másodlagos jellegére.

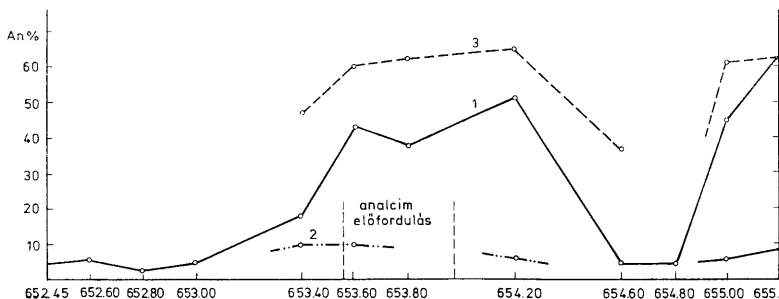
A K-174 sz. fúrásban a kőszéntelepes összleten belül 652,45–655,15 m közti diabázztelérből az alsó és a felső szegélyről, valamint a telérközépről vizsgáltunk mintákat. A felső szegély nagy karbonáttartalmú albitdiabáznak, az alsó szegélyről származó labradoritreliktumot tartalmazó albitdiabáznak adódott. A telérközépről, 653,80 m-ről származó mintában a plagioklászok átalakulatlan típusa átlagosan An_{61} , a részlegesen átalakult típusa An_{37} összetételű volt. A plagioklász, leukoxén, karbonát mellett analcim (II. tábla 4.) is előfordult. Színes elegyrészeket nem tartalmazott, kalcittal kitöltött opacitvázás pszeudomorfózák nagy mennyiségben fordultak elő (I. tábla 3.), melyek elsősorban augit egykori jelenlétére utalnak. Ezután átlagosan 20, ill. 40 cm-enként mintáztuk meg a telért, s vizsgáltuk a plagioklászok összetételváltozását a telérszegélyektől távolodva (5. ábra). Az analcimit tartalmazó mintákban megfigyelhető az analcim, ill. közvetlen környezetében a plagioklász részleges albitosodása. Az analcim stabilitási területétől kifelé haladva a plagioklászlecek között, az „analcim pozíciókban” albit található, azaz az analcim teljességgel átalakult albittá. Kifelé haladva az „analcim pozíciók” felismerése bizonytalanná, sőt lehetetlenné válik, s ugyanakkor a színes ásványok utáni pszeudomorfózák is eltűnnek. A plagioklászok összetételét jelző görbe enyhe aszimmetrikusságot mutat, s az aszimmetrikus átalakulásra enged következtetni a telér alsó szegélyén előforduló, szegély mentén albitosodó relikttal porfiroz labradorit (III. tábla 1–4.).

Az albitdiabázstelérek genetikája

A mészkáli (pacifikus) magmák kristályosodását, az ásványképződés sorrendjét a BOWEN-féle séma írja le. Az alkáliákban dúsabb kőzetekben az ásványképződés egymásutánja ettől eltérő. CSALAGOVITS I. J. (1964) a mecseki trachidoleritek alkálidúsulását transzvizaporizációval magyarázza.

A Komló környéki teschenites összetételű (MAURITZ B. 1913) kőzetek esetében a kristályosodás a Ti-dús augit és a labradoritos összetételű plagioklász közel egyidejű kristályosodásával indult, ezt a barkevikit, nefelin, biotit képződése követte, s a kiválási sort az analcim zárta. Ez a kőzetképződés követi a SOPANI atlanti képződési sémát. A barkevikit jelenléte a transzvizaporizáció kezdetének nagyobb mélységére, az analcim nagy mennyisége a transzvizaporizáció megmerevedést megelőző nagyobb intenzitására utal. Ugyancsak a mellékkőzetből jelentős CaO felvétel történt, mely a Ca^{2+} -ra telített magmában nem tudott teljesen feloldódni, s a könnyenillókkal együtt a mandulaüregek kitöltőjeként maradt vissza.

A K-173 sz. fúrásban a 282,10–283,20 m közti telérben talált bázisos plagioklász reliktumok, valamint a K-174 sz. fúrás 652,45–655,15 m közti telér belső részlegesen átalakult részletei, az analcim, a bázisos plagioklász és a színes szilikátok helyén képződött pszeudomorfózák jelenléte alapján teschenites kemizmusú és ásványos összetételű kiindulási kőzet rekonstruálható (MAURITZ B. 1913). Az intermedier kemizmusú kőzetek esetében az eredeti kőzetre vonatkozó bizonyítékok száma jóval csekélyebb, így a meghatározásuk bizonytalan. A kvarc ortomagmás elegyrész, plagioklász és kevés titanomagnetit biztosan



5. ábra. A plagioklászok összetételének alakulása a telérszegélytől való távolság függvényében (K-174 sz. fúrás 652,45–655,15 m). J e l m a g y a r á z a t: 1. Átalakult plagioklász, 2. Analcim átalakulásával képződött plagioklász, 3. Eredeti összetételű plagioklász

Fig. 5. Variation of the composition of plagioclases in dependence on the distance from the dike margin (borehole K-174, 652.45–655.15 m). E x p l a n a t i o n s: 1. Altered plagioclases, 2. Plagioclase formed as a result of analcime alteration, 3. Plagioclase of original composition

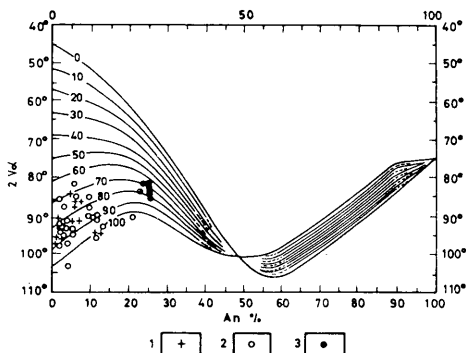
tartalmazott a kőzet. Mindezek figyelembevételével kvarcdiabáz összetétel feltelezhető.

Bázisos és intermedier kemizmusú magmatitok albitosodását többféle hatás eredményezheti. A Na forrás lehet:

1. Szubmarin lávák esetében a tengervíz, spilitesedést idézve elő.
2. Metaszomatikus hatás posztmagmás folyamatok eredményeként.
3. Metaszomatózis metamorf hatásra.
4. Na-tartalmú elegyrészek bomlása metamorfózis hatására.

Az első lehetőség a szubvulkáni környezet következtében kizárt. Valamennyi többi lehetséges. Esetleges külső Na-forrás kimutatására részletesen meglemeztük a K-174 sz. fúrás 652,45–655,15 m közti részlegesen átalakult kőzettelérét (IV. táblázat). A teljesen albitosodott és a részlegesen átalakult részletek között Na-tartalom terén lényeges különbség nem figyelhető meg. A telér alsó szegélye felé kissé megemelkedő Na-tartalom magmadifferenciációs vagy transz-vaporizációs jelenség, nincs kapcsolatban a másodlagos albitosodással, mivel a felső telérszegélyhez viszonyítva az albitosodás intenzitása kisebb mérvű. Mind-ebből arra lehet következtetni, hogy a kőzet az átalakulást megelőzően is tartalmazott Na-tartalmú ásványt, az előkerült bizonyíték alapján analcimit. A fentiek alapján a felsorolásban a 4. lehetőségnek van a legnagyobb valószínűsége. Természetesen nem kizárt a külső Na-forrás lehetősége sem. A kőzetet ért metaszomatizist ill. metamorf hatásra bekövetkező Na-mobilizációt valószínűsíti a földpátok rendezettségi állapota is (6. ábra).

EISINGER, V. J. et al. (1962) Nevadában triász és jura mészkő, agyagkő, homokkő és vízben leülepedett vulkáni tufa közé települt, valószínűleg eredetileg andezit, bazalt, riolit, intruzív lamprofir és diorit anyagú magmás képződmények plagioklászait vizsgálták. Ez az üledékes-magmás komplexum a nevada orogén mozgások során meggyűrődött, a magmatitok zöldpala fáciesű regionál metamorfózison estek át, míg az üledékek lényeges változást nem mutattak.



6. ábra. A plagioklászok rendezettségének alakulása az albitdiabáz telérekben (Összehasonlításként EISINGER, V. J. et al. (1962) adatai.) J e l m a g y á r á z a t: 1. Mecseki albitdiabázok, 2. Nevadai metavulkáni kőzetek, 3. Nevadai plutoni kőzetek

Fig. 6. Variation of the degree or ordering of plagioclases in albite diabase dikes (for comparison, see V. EISINGER et al. (1962).) E x p l a n a t i o n s: 1. Albite diabases from the Mecsek area, 2. Metavolcanic rocks of Nevada, 3. Plutonic rocks of Nevada

A kémiai összetétel változása a K-174 sz. fúrás 652,45–655,15 m közötti részlegesen albitosodott diabázterületben

IV. táblázat

	1. %	2. %	3. %	4. %	5. %
SiO ₂	41,00	34,96	39,66	40,10	39,92
TiO ₂	2,33	2,80	2,63	2,32	2,46
Al ₂ O ₃	13,30	13,62	14,46	14,34	13,84
Fe ₂ O ₃	1,61	1,54	1,08	1,84	3,74
FeO	8,66	8,34	9,84	8,89	7,84
MnO	0,09	0,22	0,14	0,22	0,09
MgO	3,32	4,10	3,52	3,57	3,12
CaO	7,56	9,06	7,84	6,63	6,66
E ₂ O	0,82	1,12	1,04	1,18	0,63
Na ₂ O	3,89	3,64	3,86	4,50	4,54
P ₂ O ₅	0,72	0,68	0,74	0,60	0,89
H ₂ O+	1,81	3,53	1,50	3,85	2,20
H ₂ O-	0,29	0,28	0,28	0,21	0,19
CO ₂	12,65	13,37	11,76	10,19	10,73
SO ₂	1,88	2,64	0,94	1,27	6,71
Összesen:	99,93	99,89	99,29	99,71	99,70

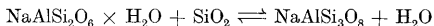
Elemző: PÁNCZEL É., CSORDÁS G.

M a g y á r á z a t: 1. 652,45 m; 2. 653,00 m; 3. 653,80 m; 4. 654,80 m; 5. 655,15 m.

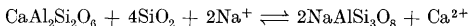
A magmatitok plagioklászai albitosodtak, összetételük An₂₋₅ között alakult, rendezettségük 77-től 92-ig változott, az átlag 86 volt.

Hasonló jelenségre a Mecsek-hegységben is megvolt a lehetőség. VADÁSZ E. (1960), WEIN GY. (1967), NÉMEDI VARGA Z. (1967) munkáiból ismeretes, hogy a kőszéntelepes összetétel az alsó- és a felsőkréta határán, az ausztriai orogén mozgások hatására durván ÉK–DNY-i csapású redőkbe gyűredezett. Az együttgyű-

rődő diabáztelérek ásványos átalakulására megvolt a lehetőség. A leginstabilab-
bak a színes szilikátok voltak, mivel egyetlen mintában sem fordultak elő.
Ugyancsak instabil az analcim, mely az alábbi egyenlet szerint alakul át albittá:



A plagioklászok metamorf hatásokra, a P T emelkedésére érzékenyen reagál-
nak. A Ca egészen kis metamorf hatásra kezd a plagioklász rácsából kilépni, s a
helyébe Na kezd beépülni. Az albitosodás az alábbi reakció szerint megy végbe:



A reakció lezajlásának előfeltétele a Na jelenlétén kívül az SiO_2 fölösleg. Ezt a
bázisos diabázokban a színes szilikátok elbomlása biztosíthatja, ugyanakkor a
Mg jelentős része a kloritba épül be. A reakció során felszabaduló Ca részben
kalcitná, kisebb részt zoizittá alakul.

A Mecsek-hegységi albitdiabázok regionális, dinamotermál metamorfózissal
történő képződésének bizonyítékai:

1. A plagioklászok rendezettség viszonyai, jó egyezés az idézett vizsgálat
eredményeivel.

2. Bázisos plagioklász relikumok a csaknem teljesen átalakult kőzetekben.

3. A K-174 sz. fúrás 652,45—655,15 m közti kőzettelér esetében a külső Na-
forrás kizárása, az átalakulás átkristályosodásos jellegének kimutatása.

4. Az előző kőzettelér esetében megfigyelhető átalakulási aszimmetria, mely
az aktív oldalon (az erőhatás irányában) teljes átalakulást mutat, míg a passzív
oldalon az átalakulás csak részleges.

5. Az analcim albitosodása.

A metamorfózis foka az albit stabilitása, a zoizit megjelenése, valamint az
említett analógia alapján a zeolit-fácies metamorf fokozatának felel meg.

A vizsgálati eredmények földtani értelmezése

A mecseki ofiolitos, geoszinklinális jellegű magmatizmus első nyomainak őslény-
tani bizonyítékok alapján az alsókréta berriazi emelet idején jelentkeztek ten-
geralatti tufaszórás és lávaömlés formájában. A teléres szubvulkáni testek be-
nyomulási kora pontosabban nem adható meg, mivel krétánál idősebb képződ-
ményekbe települnek, s így csak megfontolások alapján tartották alsókréta
korúnak. Az igen változatos kemizmusú és ásványos összetételű teléreknek ezen
vizsgálat eredményeként képződési idő szerint bizonyos tagolásuk valószínűsí-
thető. Az alsó- és a felsókréta határára datált ausztriai orogén mozgás gyűrte
redőkbe a mezozoós rétegeket, ennek tulajdonítható a magmatittelérek zeolit
fáciesű dinamotermál metamorfózisa, mely az albitosodást előidézte. Az át nem
alakult telérek mindenképpen későbbiek, a metamorfózist követően nyomul-
tak fel.

Amennyiben elfogadjuk az ausztriai orogén metamorfózist előidéző hatását,
akkor ebből az következik, hogy az ofiolitos magmatizmus a felsókrétában is
folytatódott, földtani értelemben is hosszú időt vett igénybe.

Néhány albitdiabázban megjelenő kvarc, mely eredeti ásványos alkotó, arra
utal, hogy a metamorfózist megelőzően a bázisosabb telérek mellett savanyúbb
összetételű telérek is léteztek. Az albitosodás a szabad SiO_2 , vagy a szilikátok

bomlásakor felszabaduló SiO_2 egy részét leköti, a kvarc megjelenése tehát a magma nagyobb SiO_2 tartalmára utal.

MAURITZ B. (1925) a trachidolerit és a fonolit között szoros genetikai rokonságot tételezett fel, a fonolitot a magma savanyú differenciátumának tekintette.

A „savanyú” albitdiabázban a kvarc jelenléte a kőzet egykor telített voltára utal. Az átalakulást megelőzően a kőzettelések inkább lehettek kvarcdiabázok, illetve keratofirhoz közelálló kemizmusú kőzetek. Ezen elgondolás alapján diabáz—keratofir differenciációs sort tételezünk fel.

Táblamagyarázat — Explanation of Plates

I. tábla — Plate I.

1. Leukoxén anyagú titanomagnetit pszeudomorfózákat alkotó kristályhalmazok. K-173 sz. fúrás 283,30 m, reflexiók felvétel, $110 \times$ nagyítás.
2. Alapanyagban megjelenő kvarckristályok intermedier kemizmusú albitdiabázban (keratofirban). K-170 sz. fúrás 593,70–599,30 m, + N, $110 \times$ nagyítás.
3. Színes szilikátok utáni opacit, kalcit anyagú pszeudomorfózákat. K-174 sz. fúrás 652,80 m, 1 N, $110 \times$ nagyítás.
4. Színes szilikát utáni iddingsit anyagú pszeudomorfóza. K-176 sz. fúrás 485,60 m, + N, $110 \times$ nagyítás.

II. tábla — Plate II.

1. A K-173 sz. fúrás 718,00—719,20 m között települő albitdiabáztelér szegélyének (718,10 m) szöveti képe. + N, $30 \times$ nagyítás.
2. A K-173 sz. fúrás 718,00—719,20 m közötti települő albitdiabáz telér belsejéből (718,50 m) származó minta szöveti képe. + N, $30 \times$ nagyítás.
3. Porfiros, andezites összetételű plagioklászreliktum albitos harántírányú sávokkal. K-173 sz. fúrás 282,10–283,20 m, + N, $250 \times$ nagyítás.
4. Analcim albitosodott alapanyag plagioklász lécei között. K-174 sz. fúrás 653,80 m, 1 N, $110 \times$ nagyítás.

III. tábla — Plate III.

1. Szegély mentén albitosodó, a kristály belsejében szételegyedett, porfiros, labradoritreliktum. K-174 sz. fúrás 655,15 m, 1 N, $30 \times$ nagyítás.
2. A porfiros kristály albitosodó szegélye. K-174 sz. fúrás 655,15 m, 1 N, $110 \times$ nagyítás.
3. A kristály szételegyedett belsejét alkotó albit, kalcit és labradorit. K-174 sz. fúrás 655,15 m, 1 N, $250 \times$ nagyítás.
4. Ugyanaz mint a 2. kép. + N, $110 \times$ nagyítás.

Irodalom — References

- Ásványtani praktikum I—II. Tankönyvkiadó 1970.
- BILIK I. (1966): A Mecsek hegységi alsókőréta vulkanitok nevezéktani kérdései. MÁFI Évi Jel. az 1964 évről
- BILIK, I. (1974): Unterkretäische Vulkanite des Mecsek-Gebirges. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. T. 18 (3–4), pp. 315–325.
- CHRISTIE, O. H. (1962): Observation on natural feldspars and a preliminary suggestion to a plagioclase thermometer. Norsk Geol. Tidssk. 42.2, pp. 383–388.
- CSALAGOVICS, I. J. (1962): Hímecseszkaja szisztema trachidoleritov. Acta Geol. Acad. Sci. Hung. T. 4. (3–4), pp. 285–305.
- CSALAGOVICS, I. J. (1964): The non-magmatic derivation of Atlantic and Mediterranean rock provinces and their connection with orogenic metamorphism. Ann. Hist. Nat. Mus. Nae. Hung. T. 56.
- ESINGER, V. J.—SWINDERMAN, J. N.—SLEMMONS, D. B. (1962): Order-disorder Relations in Metavulcanic and Plutonic Rocks of the Prison Hill Area, Carson City, Nevada. Norsk Geol. Tidssk. 42. 2, pp. 555–566.
- MAURITZ B. (1913): A Mecsek-hegység eruptívus kőzetei. M. K. Földt. Int. Évk. XXI. 6. pp. 152–190.
- MAURITZ B. (1925): A magmatikus differenciáció a diótró és mecseki foyaitos kőzetekben. Mat. Term. Tud. Érteztő, XLI. pp. 241.

- MAURITZ B. (1958): Két újabb közettípus a Mecsek-hegységből. Földt. Közl. 88. 1. pp. 42–47.
- MİYASHIRO, A. (1973): Metamorphism and Metamorphic Belts. John Wiley and Sons New York.
- NÉMEDI VARGA Z. (1963): Hegység szerkezeti vizsgálatok a kövestetői fonolitterületen. Földt. Közl. 93. 1. pp. 37–53.
- NÉMEDI VARGA Z. (1967): A mecseki feketekőszén szénülése és a hegység szerkezeti mozgások kapcsolata. MÁFI Évi Jel. az 1965 évről. pp. 57–67.
- NÉMEDI VARGA Z. (1971): A komlói feketekőszénterület fűrészes kutatása. MÁFI Évk. 51. 3. pp. 135–148.
- ORVILLE, PH. M. (1962): Alkali Metasomatism and Feldspars. Norsk Geol. Tidssk. 42. 2. pp. 283–316.
- PANTÓ G. (1961): Mezozoos magmatizmus Magyarországon. MÁFI Évk. 49. 3. pp. 785–799.
- SARANTSCINA, G. M. (1963): Die Fedorow-Methode. VEB Deutsches Verlag der Wissenschaft, Berlin.
- SLEMMONS, D. B. (1962): A method of evaluating orderdisorder. Norsk Geol. Tidssk. 42. 2. pp. 533–554.
- SZÉKYNÉ FÜX V. (1952): A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszénösszetételben. MTA Műszaki Tud. Oszt. Közl. 5.3. pp. 187–209.
- TURNER, F. J. – VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and Metamorphic Petrology. Mc Graw Hill New York.
- TURNER, F. J. (1963): Metamorphic Petrology. Mc Graw Hill New York.
- VADÁSZ E. (1935): A Mecsek hegység. Magyar Földrajz Földtani leírása I.
- VADÁSZ E. (1960): Magyarország földtana. Akad. Kiad.
- WEIN GY. (1961): A szerkezetalakulás mozzanatai és jellegei a Keleti-Mecsekben. Földt. Int. Évk. 49.
- WEIN GY. (1967): Délkelet-Dunántúl hegység szerkezete. Földt. Közl. 97. 4. pp. 371–395.

Albite diabase (keratophyre) dike rocks from the Komló coal deposit

T. Szilágyi

Students of Mesozoic igneous activities in the Mecsek area refer to light grey to brown grey dike rocks which they held for altered rock products. V. SZÉKYNÉ-FÜX (1952) considers these altered rocks to represent products of interaction of the magma which intruded the coal measures with the coal seams therein.

Later drillings performed between 1972 and 1976 intersected hosts of dikes, mostly light grey amygdaloidal altered rocks, which have been examined in detail for mineralogy and petrography, chemistry and genesis by the staff of the Geological Laboratory of the National Geological Exploration and Drilling Enterprise.

More than 50% of the rock is constituted by albite, while mafic silicates are absent, so that the rock may be called albite diabase. Beside albite a considerable percentage is shared by calcite. Quartz, leucoxene, apatite, chlorite and zoisite also occur in varying proportions depending on the chemical composition of the rock. These may be referred to as keratophyre. In some dikes there occurred some mafic minerals too. Calcite, opacite and iddingsite pseudomorphs after, probably, augite were also encountered. Most of the dikes intersected by the above boreholes are characterized by basic chemical composition, their SiO_2 content varied from 36 to 46%. With smaller frequency though, dike rocks of intermediate composition were also found, their SiO_2 content varied from 54 to 63%. Of the alkalis, Na_2O was observed to predominate, while the K_2O content seldom exceeded the 1% figure.

The albite diabase (keratophyre) dikes in the boreholes studied can be well identified as sills. It is in the Lower Liassic coal measures that they occur in higher frequency, though are present in the — equally Lower Liassic — mottled marle as well. In addition, they are known to occur in outcrops of both the coal measures and the Middle Liassic mottled marl sequence. The dikes in the examined cases did not exceed 5 m in virtual thickness. Magma-tite dikes which intruded along coal seams provoked some coking of the coal. Emanated from the coal, CO_2 would be involved in the crystallization of the dikes, thus producing considerable carbonatization along dike margins (V. SZÉKYNÉ-FÜX, 1952). In the overlying rocks and the mottled marl sequence the dikes have not caused any remarkable change except for producing a few centimetres of contact metamorphism.

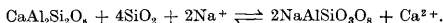
With a view to clearing rock genesis, the writers dealt in detail with plagioclases, since their structural state is informative of the relevant genetic conditions. Showing an An_{50-12} composition, their $2V\alpha$ values varied from 83 to 96°, their index of ordering being between 70 and 100. These results suggest a formation temperature range of 400 to 510 °C. Adopting the classification proposed by D. B. SLEMMONS (1962), the degree of structural ordering of the plagioclases suggests typical plutonic, hypabyssal or metamorphic plagioclase formation conditions.

The degree of ordering of the plagioclases and the andesine-containing porphyric plagioclase relic occurring in the albite diabase dike of the 282.10–283.20 m interval of borehole K-173 refer to the secondary character of albitization. The diabase dike of the 652.45–655.15 m interval in the borehole K-174 has been partly affected by alteration. The upper

margin is albite diabase, the middle part of the dike being analcime diabase. This partly altered dike suggests that a part of the dikes may have been of teschenitic composition prior to albitization.

EISINGER et al. (1962) studied a Jurassic volcano-sedimentary complex affected by the Nevadian orogenic folding near Carson City, Nevada. The feldspars of the igneous bodies of varying chemical composition folded together with the sedimentary country rock were albitized and affected by a metamorphism of greenschist facies. The structural state of feldspars in these rocks shows good agreement with that observed in the albite diabases of the Mecsek area.

The secondary nature of albitization and the structural state of the plagioclases call attention to the fact that the albite diabases (keratophyres) folded by the Austrian orogeny were also affected by metamorphism. The alteration of feldspars has evolved as follows:

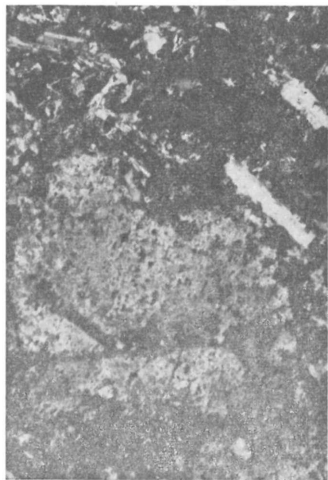
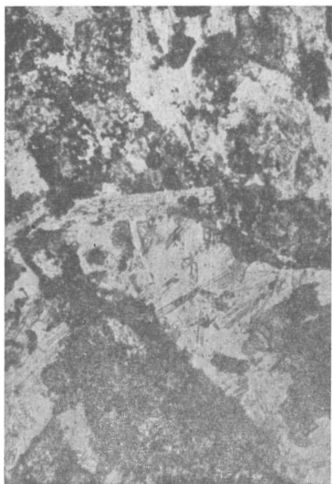
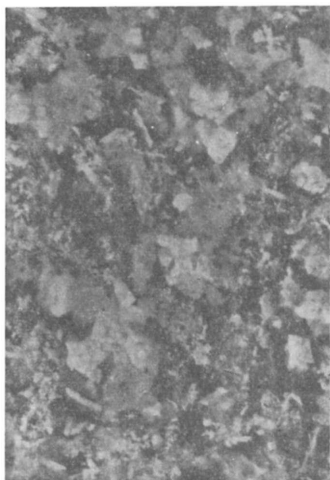


The partly altered diabase dike of the 652.45–655.15 m interval of borehole K-174 allows us to conclude that the Na necessary for the process must have been provided by the decomposition of analcime, the SiO_2 by that of mafic minerals.

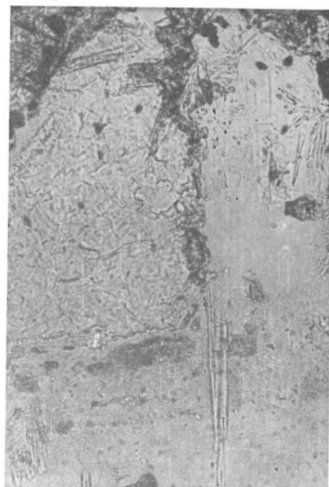
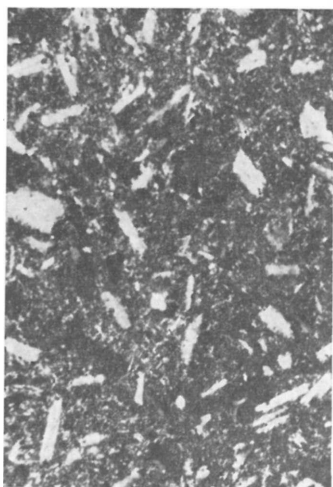
Because of the presence of albite diabases of different composition, it can be supposed that metamorphism affected dikes of diabase and/or keratophyre composition.

With a view to the metamorphic effect of the Austrian orogeny, dated with the Lower-Upper Cretaceous boundary, the nonmetamorphosed rocks within the Jurassic sediments (analcime diabases, essexite diabases) must have intruded their country rock as a result of tension stresses that followed the orogenic movements.

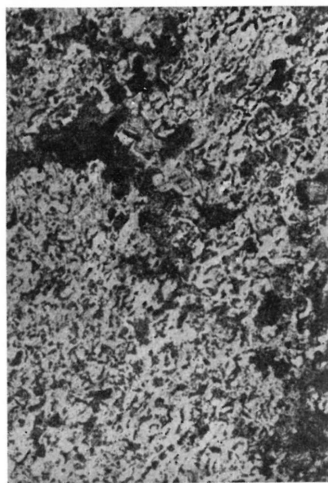
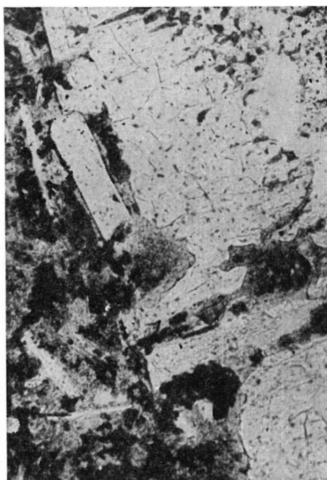
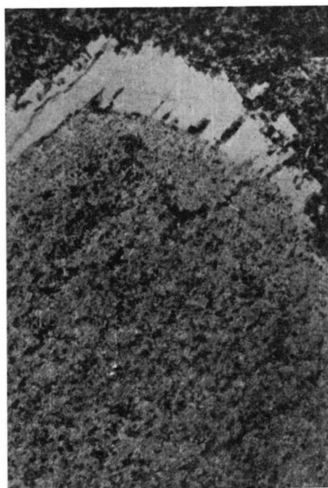
I. Tábla — Plate I



II. Tábla — Plate II



III. Tábla — Plate III



Peremi kifejlődésű eocén rétegsor a Délkeleti Gerecséből (A gyermelyi Gyt-5. fúrás eocén rétegsora)

Dr. Gidai László

7 ábrával, 5 táblázattal)

I. Bevezetés

A Gerecse-hegység DK-i végződésében a Seres-hegy, a Jásti-hegy és a Bősomlyó-hegy mezozoós rögsorozatjai között, a Magyar Állami Földtani Intézet gyermelyi Gyt-5. térképező fúrása peremi kifejlődésű eocén rétegsort tárt fel. A fúrással feltárt eocén kiterjedése valószínűleg még az 1 km²-t sem éri el. A mezozoós képződmények felszíni kibúvási és a Gyt-5. fúrás környékén mélyített, eocénre meddő fúrások alapján az eocén képződmények elterjedése biztonságosan megvonható. A területen lemélyített fúrások legfontosabb adatait az I. táblázatban gyűjtöttük össze.

II. Kutatástörténeti áttekintés

A terület eocén képződményeivel az eddigi irodalmi közlemények csak átfogóan foglalkoznak.

GIDAI L. több alkalommal foglalkozott a területtel. Az 1968. évi közleményében levő „Az eocén barnaköszénösszlet felderítő kutatási terve a Gerecse-hegység DK-i részén” c. térképvázlatán (p. 121.) a Seres-hegy, Jásti-hegy, Bősomlyó-hegy környéket is feltüntette.

A területen felderítőkutatást javasolt. Az 1971. évi közleményében levő „Az ÉK-dunántúli eocén mélyföldtani vázlata” c. térképen (p. 116) szintén ábrázolja a területet. Eltakart középsőeocén képződményeket, valamint eocénnél fiatalabb képződményekkel fedett alaphegységű területet jelöl be a környék mélyföldtani vázlatába.

GYARMATI GY. és MUNTYÁN I. a terület részletes térképezésével, a földtani adatok összegyűjtésével, a terület térképmagyarázójának a megírásával vitték előre a terület földtani megismerését (GYARMATI GY. et. al. 1975. a, b).

A MÁELGI részletes geofizikai méréseiről készített jelentések a szerkezeti viszonyok megismerésében nélkülözhetetlenek. (HOFFER E. et. al. 1973., 1974., REZESSY G.—SZABADVÁRY L. 1974, 1976., TÓTH CS.—SZÉNÁS GY. 1972.)

III. A gyermelyi Gyt—5. fúrás eocén rétegsora

A gyermelyi Gyt-5. sz. fúrás 73,3–111,8 m-ek között 38,5 m vastagságban harántolt eocén képződményeket. A Dorogi-medence és a Nagygyháza, Csordakút—Mányi barnaköszénterületek között kb. feletávolságban levő fúrás sajátos, peremi kifejlődésű rétegsort tárt fel műrevaló barnaköszéntelepekkel. A fú-

A Jásti-hegy, Bósomlyó-hegy, Sereshegy környéki
Données les plus importantes des sondages approfondis au territoire
I. táblázat —

A FÚRÁS				NEGYEDKOR		
Száma	Régi száma	Lemélyítés éve	Feldolgozó neve	m-től	m-ig	vast.
Bnt-4	kézi fúrás	1975	MUNTYÁN I.	0,0	20,2	20,2
Bnt-8		1976	GYARMATI GY.	0,0	12,5	12,5
Gyk-25		1974	MUNTYÁN I.	0,0	4,3	4,3
Gyk-29		1974	MUNTYÁN I.	0,0	7,0	7,0
Gyt-5		1975	GYARMATI GY.	0,0	14,0	14,0
Gyt-6		1975	MUNTYÁN I.	0,0	4,5	4,5
Gyt-7		1975	MUNTYÁN I.	0,0	13,7	13,7
H-4	Ta-348	1927	VADÁSZ E.	0,0	11,5	11,5
H-1		1975	GYARMATI GY.	0,0	8,3	8,3

A gyermelyi Gyt-5. sz. fúrás eocén rétegsorának Nannoplanctonja
Nannoplancton de la succession stratigraphique éocène du sondage de Gyermely n° Gyt-5.
II. táblázat —

	<i>Coccolithus pelagicus</i> (WALLACE)	<i>Chasmolithus solitus</i> (BRAMLETTE et SULL.)	<i>Ch. cf. grandis</i> (BRAM. et RIED)	<i>Ch. sp.</i>	<i>Reticulofenestra placomorph</i> <i>a</i> (KAMPTNER)	<i>R. cf. placomorph</i> (KAMPTNER)	<i>R. oamaruensis</i> (DEDL.)	<i>R. sp. A.</i>	<i>Cyclodolinitina formosa</i> (KAMPTNER)	<i>C. sp.</i>	<i>Heliospongiopora reticulata</i> (BRAM. et WILCO)	<i>H. cf. bramlettei</i> (MÜLLER)	<i>Cyclodolinitus sp.</i>	<i>Rhabdolinitus creber</i> DEFL.	<i>Discolithina multigona</i> (KAMPTNER)	<i>D. pulchra</i> (DEFL.)	<i>Zygolithus bijugatus</i> (DEFL.)
6	r				r								e				
5	r				r		e	e					e				e
80	r				r		e		e				e				e
4	e		e		e						e		e	e	e	e	e
85	e	e			r								e	e	e		e
90	e					e		r					e	e	e	r	k
3	e							k		e			e	e	e	k	e
95								r					e		e	e	
2										e							
100	e	e			e								e			e	
1																	

Magyarázat: e = előfordul — present
r = ritka — rare
k = közepes — commun
g = gyakori — fréquent

területen lemélyített fúrások fontosabb adatai

des environs des collines Jásti-hegy, Bősomlyó-hegy et Seres-hegy

Tableau I.

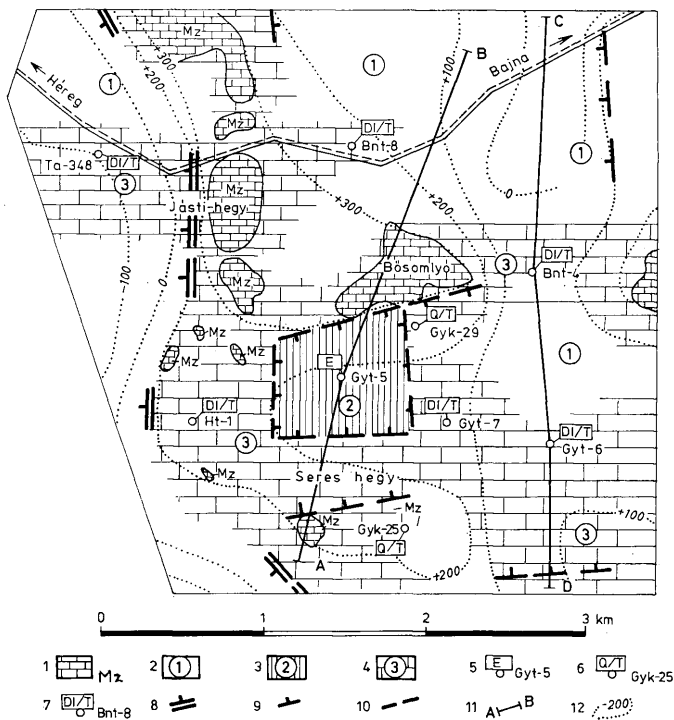
OLIGOCÉN			EOCÉN			MEZOZOIKUM	Talp- méltség
m-től	m-ig	vast.	m-től	m-ig	vast.	Kifejlődés, lefűrt mélység	
20,2	182,4	160,2	—	—	—	Dachsteini mészkő, 7,6 m	190,0
12,5	20,8	8,1	—	—	—	Dachsteini mészkő, 14,7 m	36,3
—	—	—	—	—	—	Felsőtriás mészkő	4,3
—	—	—	—	—	—	Felsőtriás mészkő	7,0
14,0	73,3	59,3	73,3	113,6	40,3	Dachsteini mészkő, 6,4 m	120,0
4,5	227,3	222,8	—	—	—	Dachsteini mészkő, 12,7 m	240,0
13,7	99,9	86,2	—	—	—	Dachsteini mészkő és dolomit, 151,1 m	118,0
11,5	332,5	321,0	—	—	—	Dachsteini mészkő, 11,5 m	344,0
8,3	26,8	18,5	—	—	—	Dachsteini mészkő, 5,7 m	32,5

DR. BÁLDINÉ BEKE M. vizsgálata alapján szerkesztette DR. GIDAI L. 1977.

D'après les études faites par MME BÁLDI-BEKE, M. construite par DR. GIDAI, L., 1977.

Tableau II

<i>Neococcitites dubius</i> (DEFL.)	I								
<i>Lentimidius minutus</i> STRAUDER		e							
<i>Brasardosphaera bigelovi</i> (GRAN et BRAARD)	I		e	e	e	e			
<i>Micranulolithus vesper</i> DEFL.				I					
<i>M. cf. flos DEFL.</i>			e						
<i>Pemna rotundum KUMPP.</i>			e	e	e	e			
<i>P. basquensis (MAHINI)</i>				I	I	I			
<i>P. papillatum MARTINI</i>				e					
<i>Discoaster barbadensis TAN</i>				e					
<i>D. saiponensis BRAMI, et RIEDEL</i>				e					
<i>D. cf. crassus MARTINI</i>				e	e	e			
<i>D. cf. flossus BYSTRICKA</i>									
<i>D. cf. distinctus MARTINI</i>				e					
<i>Polydololithus operosus</i> DEFL.				e					
<i>Sphenolithus spiniger</i> BUXEY					e				
<i>S. furcatolithoides LOCKER</i>						e			
<i>S. moriformis (BRÖNN. et STRADNER)</i>						e			
<i>S. tridentatus BRAMI, et WILCO</i>						e			
<i>S. cf. radians DEFL.</i>						e			e



1. ábra. A Jásti-hegy, Bösömlyő-hegy közötti terület eocén képződményeinek elterjedési térképe. GYARMATI GY. és MUNTJÁN I. 1 : 25 000-es felvétele és a MÁFI egységesített térképe alapján szerkesztette DR. GIDAI László 1977. **J e l m a g y a r á z a t:** 1. Felsőtriász dolomit és mészkő a felszínen, 2. Ismeretlen kifejlődésű megkutatatlan terület, 3. Fedett eocén képződmények, 4. Felsőtriász mészkő és dolomit eocénnal fiatalabb képződményekkel fedve, 5. Eocén képződményeket harántolt fúrás, 6. Negyedidőszaki képződmények alatt mezozoos képződményekbe jutott fúrás, 7. Óligocén képződmények alatt mezozoos képződményekbe jutott fúrás, 8. Fővető, 9. Vető, 10. Az eocén képződmények valószínűsített elterjedési határa, 11. Földtani szelvény nyomvonala, 12. Az alaphegység mélysége a MÁELGI mérések alapján

Fig. 1. Carte d'extension des formations éocènes du territoire situé entre les collines Jásti-hegy et Bösömlyő-hegy. D'après la levée faite par GYARMATI, GY. et MUNTJÁN, M. en échelle 1 : 25 000 et la carte unifiée de l'Institut Géologique de Hongrie construite par DR. László GIDAI, 1977. **L é g e n d e:** 1. Dolomite et calcaire triasique supérieur à la surface, 2. Territoire inexploré à faciès inconnu, 3. Formations éocènes recouvertes, 4. Calcaire et dolomite triasique supérieur recouvertes de formations plus récentes que l'Éocène, 5. Sondage traversant les formations éocènes, 6. Sondage atteignant les formations mésozoïques au-dessous des formations quaternaires, 7. Sondage atteignant les formations mésozoïques au-dessous des formations oligocènes, 8. Faille principale, 9. Faille, 10. Limite d'extension probable des formations éocènes, 11. Tracé de la coupe géologique, 12. Profondeur du substratum d'après les mesures faites par l'Institut Géophysique Eötvös Loránt

rás rétegsorán részletes anyagvizsgálatot végeztünk. E munkában a MÁFI közvetkező kutatói vettek részt: DR. SÁRKÖZINÉ F. E. — üldékközzetan, DR. BÁLDINÉ B. M. — Nannoplancton, HORVÁTHNÉ K. K. — mikrofauna, DR. JÁMBORNÉ K. M. — nagy Foraminifera, DR. KECSKEMÉTNÉ K. A. — Mollusca.

A fúrás eocén rétegsorának terepi és laboratóriumi feldolgozása alapján hat rétegcsoportot különítettünk el:

1. Barnakőszénösszlet

A fúrás az eocén barnakőszénösszletet 98,6—11,8 m-ek között mutatta ki 13,2 m vastagságban. (Ideszámítottuk a barnakőszéntelepek feletti 98,6—99,8 m-ek közötti szenesedett növényi törmeléket és szénescsikocskákat tartalmazó édesvízi mészmárgát is. (A szénösszlet felépítését a 3. sz. ábránkon mutatjuk be.) 104,3—111,8 m-ek között 7,5 m vastag barnakőszén és palás-agyagos barnakőszén-padok váltakozásából álló kőszéntelep van.

Ebből — a MEO elemzése szerint — 5,95 m fényes barnakőszén, 1,65 m pedig palás-agyagos barnakőszén. A kőszénösszletben közbetelepülő márga és mészmárgarétegekben az alábbi Molluscák fordulnak elő:

Melanopsis doroghensis OPPH.

Dreissena sp.

Pyrgulifera sp. töredék

? *Bythinia* sp.

2. Molluszkás aleuritós márga, homokkő

A barnakőszénösszlet és a perforátusos rétegcsoport között — 95,5—98,6 m-ig — két réteg van, amelyben még nem fordulnak elő a *Nummulites perforatusok*.

A barnakőszénösszletet közvetlenül fedő alsó aleuritós márgarétegben a *Nummulites* sp. héjtöredékeken kívül JÁMBORNÉ KNESS M. néhány *Nummulites subplanulatus* HANTKEN et MADARÁSZ formát is talált. Ugyanennek a rétegnek nagy fajgazdagságú és egyedekben is gyakori csökkentsósvízi kifejlődést bizonyító *Mollusca* faunája van. Különösen az alábbi formák gyakoriak:

Tivelina pseudopetersi TAEGER

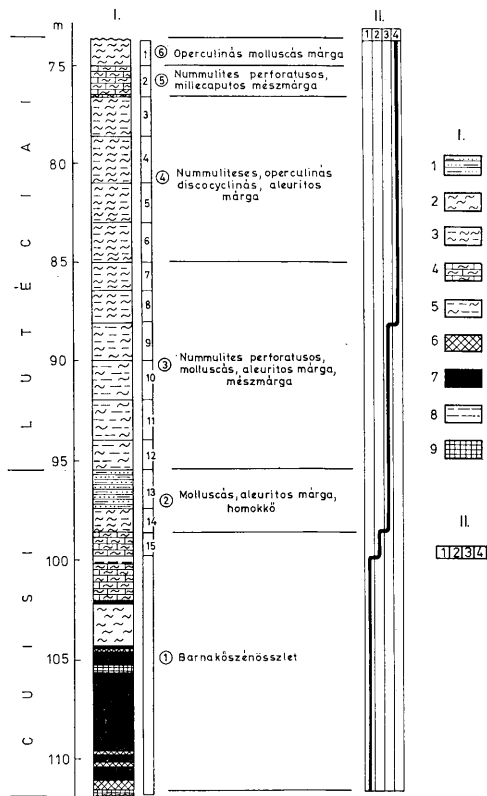
Ostrea cf. *supranummulitica* ZITTEL

Brachyodontes corrugatus (BRONGN.)

A felső rétegből csak *Nummulites* sp. töredékek és kevés *Tivelina* sp., *Cardita* sp. került elő.

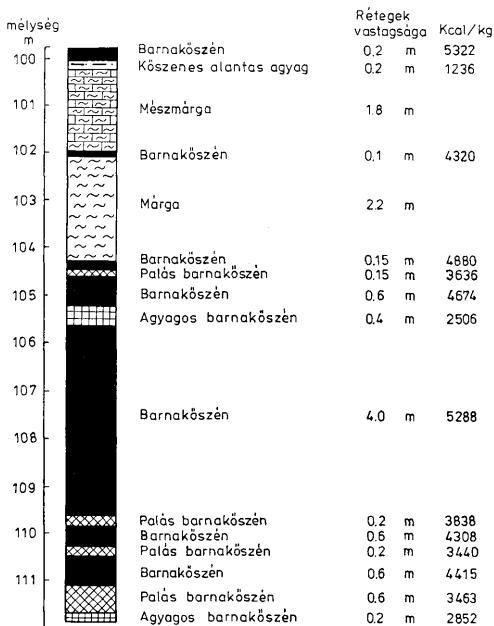
3. *Nummulites perforatus*-os—*Mollusca* -s aleuritós márga, agyagmárga

A 85,0 m-től—95,5 m-ig tartó 10,5 m vastag rétegcsoport aleuritós márga és aleuritós agyagmárgarétegekből áll. Legjellemzőbb ősmaradványai a nagy Foraminiferák. Az alsó- és középsőeocén elemeket tartalmazó nagy *Foraminifera* képből a fiatalabb kort bizonyító *Nummulites perforatus*-okat kell helyben éltnek és a kor megítélése szempontjából mérvadónak tekinteni.

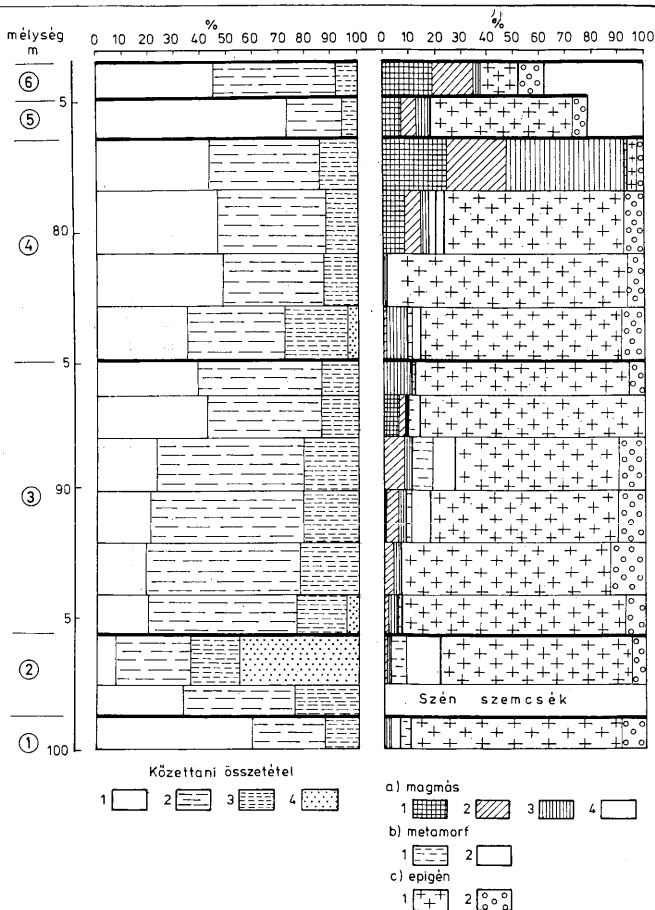


2. ábra. A Gyermelyi Gyt-5. sz. fúrás eocén rétegsora. Szerkesztette DR. GIDAI László 1977. J e l m a g y a r á z a t:
I. 1. Agyagos homokkő, 2. Márga, 3. Aleuritos márga, 4. Mészmárga, 5. Aleuritos agyagmárga, 6. Palás barnaköszén,
7. Barnaköszén, 8. Aleuritos, kösenes agyag, 9. Agyagos barnaköszén; II. 1. Lápi-mocsári kifejlődés, 2. Édesvízi
kifejlődés, 3. Csökkentsősvízi kifejlődés, 4. Tengeri kifejlődés

Fig. 2. Colonne stratigraphique éocène du sondage de Gyermely n° Gyt-5. Construite par DR. László GIDAI, 1977.
L é g e n d e: I. 1. Grès argileux, 2. Marne, 3. Marne aléuritique, 4. Marne calcaire, 5. Marne argileuse aléuritique, 6. Lignite schisteux, 7. Lignite, 8. Argile ligniteuse aléuritique, 9. Lignite argileux; II. 1. Faciès de marais, 2. Faciès d'eau douce, 3. Faciès saumâtre, 4. Faciès marin



3. ábra. A gyermelyi Gyt—5. sz. fúrásban harántolt eocén barnaköszénösszlet. Szerkesztette: DR. GIDAI László 1977.
Fig. 3. Complexe lignitifère éocène traversé dans le sondage de Gyermely n° Gyt—5. Construit par Dr. László GIDAI, 1977.



4. ábra. A gyermelyi Gyt-5. sz. fúrásban harántolt fedő eocén rétegsor kőzettani és nehézasvány összetétele. DR. SÁRKÖZINÉ FARKAS E. vizsgálatai alapján szerkesztette DR. GIDAI L. 1977. Jelmagyarázat: I. Kőzettani összetétel: 1. CaCO_3 , 2. Agyag, 3. Kőzetliszt, 4. Homok; II. Nehézasványok: 1. Ilmenit, 2. Magnetit, 3. Biotit, 4. Egyéb (amfiból, apatit, brookit, rutil, cirkon, antofillit); b) metamorf. 1. Gránit, 2. Egyéb (disztén, epidot, zoizit, klnozoit, turmalin); c) epigén. 1. Pirít, 2. Limonit

Fig. 4. Composition pétrographique et de minéraux lourds de la succession stratigraphique éocène du toit traversée dans le sondage de Gyermely n° Gyt-5. D'après les études faites par MME DR. SÁRKÖZI-FARKAS, E. construite par DR. László GIDAI, 1977. L é g e n d e : I. Composition pétrographique. 1. CaCO_3 , 2. Argile, 3. Aléurite, 4. Sable; II. Minéraux lourds. a) magmatiques. 1. Ilménite, 2. Magnétite, 3. Biotite, 4. Autres (amphibole, apatite, brookite, rutile, zircon, anthophyllite), b) métamorphiques. 1. Grenate, 2. Autres (disthène, épidote, zoizite, clinozoizite, tourmaline); c) épi géniques. 1. Pyrite, 2. Limonite

	<i>Soloriella tricincta dudarensis</i> STRAUSS
	<i>Teinostoma</i> sp.
	<i>Neritina passyana</i> DESH.
	<i>Bythinella</i> cf. <i>gracillima</i> SZÓTS
	<i>Bythinella</i> sp
	<i>Bithynia</i> sp
	<i>Rissoa munierei</i> SZÓCS
	<i>Turritella granulosa</i> DESH.
	<i>T.</i> cf. <i>imbricataria</i> LAM.
	<i>T.</i> sp.
	<i>Mesalia elegantula</i> ZITTEL
	<i>Solarium plicatum</i> LAM.
	<i>S.</i> sp.
	<i>Vermetus</i> sp.
	<i>Melanopsis doroghensis</i> OPPH.
	<i>Pyrgulifera</i> sp.
	<i>Melania distincta</i> ZITTEL
	<i>Diatoma</i> cf. <i>roncana</i> BRONGN.
	<i>Bittium quadricinctum</i> DONC.
	<i>B.</i> cf. <i>quadricinctum</i> DONC.
	<i>Odostomia</i> sp.
	<i>Natica</i> sp.
	<i>Cadulus pseudohungaricus</i> SZÓTS
	<i>Cantharus</i> sp.
	<i>Marginella</i> sp.
	<i>M. nana</i> ZITTEL
	<i>Asthenotoma graniformis</i> SZÓTS
	<i>Actaeon</i> sp.
	<i>Cyclina</i> cf. <i>gántensis</i> SZÓTS.
	<i>C.</i> sp.
	<i>Dentalium</i> sp.
	<i>Nucula</i> sp.
	<i>Arca (Anadora) scaphulina</i> LAM.
	<i>A.</i> sp.
	<i>Brachyodontes corrugatus</i> BRONGN.
	<i>Pecten</i> sp.
	<i>Chlamys</i> cf. <i>multicarinata</i> LAM.
	<i>Anomia</i> cf. <i>gregaria</i> BAYAN
	<i>Ostrea</i> cf. <i>supranummulitica</i> ZITTEL
	<i>O. plicata</i> SOL.
	<i>O.</i> cf. <i>plicata</i> SOL.
	<i>O.</i> sp.
	<i>Cardita aliena</i> DESH.
	<i>C.</i> sp.
	<i>Dreissena</i> sp.
	<i>Phacoides crassulus</i> ZITTEL
	<i>Lucina</i> sp.
	<i>Trachycardium gratum</i> DESH.
	<i>T.</i> cf. <i>gratum</i> DESH.
	<i>T.</i> sp.
	<i>Cardium</i> sp.
	<i>Tivellina</i> cf. <i>pseudopetersi</i> TAEGER
	<i>T. pseudopetersi</i> TAEGER
	<i>T.</i> sp.
	<i>Psammobia</i> cf. <i>pudica</i> BRONGN.
	<i>Arcopagia majeri</i> SZÓTS
	<i>Corbula</i> cf. <i>castata</i> SOW.
	<i>C. rugosa</i> LAM.
	<i>C.</i> cf. <i>rugosa</i> LAM.
	<i>C.</i> sp.
	<i>Sphenia hungarica</i> PAPP
	<i>Chara</i> -termés
	Süntüske
	Halfog
6	m
5	75
4	80
3	85
2	90
1	95
0	100

M a g y a r á z a t : e = előfordul — présent
r = ritka — rare
k = közepes — commun

A Gyermelyi Gyt—5. sz. fúrás eocén rétegsorának nagy Foraminifárái. JÁMBORNÉ DR. KNESS M. vizsgálatai alapján szerkesztette: DR. GIDAI L. 1977.

Grands Foraminifères de la succession stratigraphique éocène du sondage de Gyermely n° Gyt—5.
D'après les études faites par MME DR. JÁMBOR—KNESS, M. construite par DR. GIDAI, L., 1977.

III. táblázat — Tableau III

		<i>Nannulites anomalus</i> DE LA HARPE	<i>N. subplanulatus</i> HANTÉ. et MAD.	<i>N. subramondi</i> DE LA HARPE	<i>N. praehaasi</i> DOUV.	<i>N. perforatus</i> MONTFORT	<i>N. sp.</i>	<i>Operculina amonea</i> LEYM.	<i>O. granulosa</i> LEYM.	<i>O. parva</i> DOUV.	<i>O. sp.</i>	<i>Discoecyocina douvillei</i> (SCHUMBERG.)	<i>D. tenuis</i> DOUV.	<i>D. roberti</i> DOUV.	<i>D. sp.</i>	<i>Asterocyclina</i> sp.
4	80	k	e		e		r	k		r	k	r	k			
	85	k					r	k		r		k	k		r	
3	90	r	e	e	r	e		r	r		e	e	k			e
	95		e				r					e				
2	100		r	r		r	r									

Magyar ábrázlat: e = előfordul — présent
r = ritka — rare
k = közepes — commun
e = gyakori — fréquent
s = sok — abondant

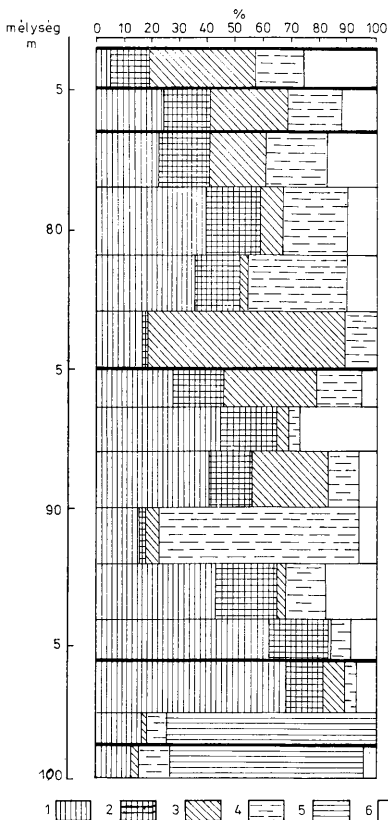
A Gyermelyi Gyt—5. sz. fúrás eocén rétegsorának mikrofaunája HORVÁTHNÉ KOLLÁNYI K. vizsgálatai alapján szerkesztette: DR. GIDAI L. 1977.

Microfaune de la succession stratigraphique éocène du sondage de Gyermely n° Gyt—5.
D'après les études faites par MME HORVÁTH-KOLLÁNYI, K. construite par DR. GIDAI, L. 1977.

IV. táblázat — Tableau IV.

		<i>Ammonaculites agglutinans</i> (D'ORB)	<i>Quinqueloculina</i> sp.	<i>Spiroloculina</i> sp.	<i>Lenticulina arcuatostrata</i> (HANTKEN)	<i>Discorthis</i> sp.	<i>Margulinina fragaria</i> (GÜMBEL)	<i>Dentalina elegans</i> D'ORB	<i>D. sp.</i>	<i>Nodosaria laevigata</i> GÜMBEL	<i>Guttulina communis</i> (D'ORB)	<i>Globulina gibba</i> (D'ORB.)	<i>Nonion scaphum</i> (FICHEL et MOLL)	<i>Uvigerina multistriata</i> HANTKEN	<i>Eulimna</i> sp.	<i>Cibicides</i> aff. <i>dentemplet</i> (D'ORB.)	<i>C. sp.</i>	<i>Lenticulina depauperata</i> (REUSS)	<i>L. sp.</i>	<i>Fusulinina hungarica</i> (HANTKEN)	<i>Truncatuloides rohri</i> BRÖNN. et BRÖNN.
111	75		e	e	e	e	e	e		e		e	e	e	e	e	e	e	e	e	
	80		e	e	e	e	e	e		e		e	e	e	e	e	e	e	e	e	
	85		e	e	e	e	e	e		e		e	e	e	e	e	e	e	e	e	
	90	e	e	e	e	e	e	e		e		e	e	e	e	e	e	e	e	e	
	95	e	e	e	e	e	e	e		e		e	e	e	e	e	e	e	e	e	

Magyar ábrázlat: e = előfordul — présent



5. ábra. A gyermely Gyt-5. sz. fúrásban harántolt fedő eocén rétegsor könnyűásvány összetétele. DR. SÁRKÖZINÉ FARKAS E. vizsgálatai alapján szerkesztette: DR. GIDAI László 1977. J e l m a g y a r á z a t: 1. Kvarc, kvarcit, 2. Plagioklász, 3. Glaukonit, 4. Agyagásvány, 5. Égőpala, 6. Egyéb (muskovit, kőzetrög, horzsakő, kőzetüveg)

Fig. 5. Composition de minéraux légers de la succession stratigraphique éocène traversée dans le sondage de Gyermeley n° Gyt-5. D'après les études faites par MME DR. SÁRKÖZI-FARKAS, E. construite par Dr. László GIDAI, 1977. L é g e n d e: 1. Quartz, quartzite, 2. Plagioclase, 3. Glauconie, 4. Minéraux d'argile, 5. Schiste bitumineux, 6. Autres (muscovite, débris de roches, ponce, verre)

Az alsóeocén faunaelemek

Nummulites anomalus DE LA HARPE*Nummulites subplanulatus* HANTKEN et MADARÁSZ*Nummulites subramondi* DE LA HARPE*Nummulites praelucasi* DOUV.

jelenlétét kétféleképpen magyarázhatjuk:

a) Ezek a fajok az üledékképződéssel egyidőben éltek, fajöltőjük felhúzódik a lutéciai emelet alsó részébe.

b) JÁMBORNÉ KNESS M. vizsgálatai alapján, aki a Nummulitesek vázain közepe mértékű koptatottságot, kilúgozottságot és töredezettséget észlelt, valószínűbbnek tartjuk az alsóeocén üledékekből való áthalmozódottságot. Az áthalmozottság mellett szól az is, hogy HORVÁTHNÉ KOLLÁNYI K. vizsgálatai szerint a rétegsort az alsóeocén operculinás agyagmárga benthosz kis Foraminiferáit tartalmazza. Feltételezhetően szintén áthalmozódás következett.

KECSKEMÉ TINÉ KÖRMENDY A. vizsgálatai szerint ennek a rétegsortnak az alsó 7 m-e még csökkentsősvízi közegeben keletkezett.

A kifejlődés 88,0 m-nél vált át tiszta tengerivé.

4. *Nummulites*es, *operculinás*, *discocyclinás* *aleuritos márga*

Ennek a 76,3–85,0 m-ek között települő 8,7 m vastag rétegsortnak a kőzettani felépítése egyveretű, zöldesszürke színű aleuritos márgából áll. Nagy Foraminifera asszociációjában az alsóeocén formák dominálnak:

Nummulites anomalus DE LA HARPE*Nummulites praelucasi* DOUV.*Nummulites subplanulatus* HANTKEN et MADARÁSZ*Operculina ammonica* LEYM.*Operculina granulosa* LEYM.*Operculina parva* DOUV.*Discocyclus douvillei* (SCHLUMB.)*Discocyclus tenuis* DOUV.*Discocyclus roberti* DOUV.

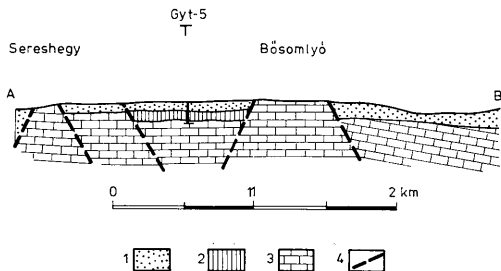
Az alatta települő biztosan az alsólutéciai alemeletbe sorolható rétegsortból — terepi megfigyeléseink szerint — ezek a rétegek folyamatosan fejlődnek ki. Az alsóeocén formák jelenlétét ebben az esetben is csak áthalmozódással magyarázhatjuk.

5. *Nummulites perforatus* — *Nummulites millecaputus* *mézmárga*A 75,0–76,3 m-ek közötti mézmárgaréteg viszont az alatta levő rétegsortra éles határ mentén települ. A kőzetkifejlődés nem folyamatos, eltérő a két képződmény színe s itt hirtelen megjelennek a *Nummulites millecaput*-ok és a *Nummulites perforatus*-ok. Lokális kiemelkedésre és gyors újbóli tenger elborításra gondolhatunk.6. *Operculinás*–*molluscás márga*

A 73,3–75,0 m-ek közötti 1,7 m vastag márgaréteg kifejlődése a 4. sz. rétegsortéhoz hasonló.

IV. Korbesorolás, korreláció

Összefoglalóan megállapíthatjuk, hogy a bajnai Bn-38. és a gyermelyi Gyt-5. sz. fúrások hasonló típusú eocén rétegeket tártak fel. Mindkét fúrás rétegsorában a barnakőszénösszletet fedő molluszkás rétegsorok folyamatosan fejlődnek ki a barnakőszénösszletből, melyre folyamatos átmenettel települ a lutéciai emelet alsó részét képviselő *Nummulites perforatus*-os rétegsor.



6. ábra. DNy—ÉK-i irányú földtani szelvény a gyermelyi Seres-hegy és a bajnai Mulató-hegy között. Szerkesztette: DR. GIDAI L. 1977. J e l m a g y a r á z a t: 1. Negyedkori-oligocén képződmények, 2. Eocén képződmények, 3. Triász képződmények, 4. Vető

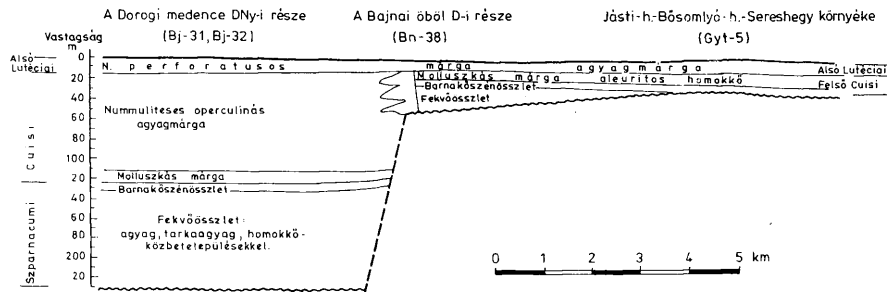
Fig. 6. Coupe géologique entre les collines Seres-hegy de Gyermely et Mulató-hegy de Bajna, en direction du SW au NE. Construite par Dr. László GIDAI, 1977. L é g e n d e: 1. Formations quaternaires à oligocènes, 2. Formations éocènes, 3. Formations triasiques, 4. Faille

Ezen a területen hiányzik a dorogi—tatabányai és az Oroszlány—pusztavámi területeken elterjedt tipikus alsóeocén sekélytengeri képződmény, az operculinás agyagmárga. Ebből azt a következtetést vonjuk le, hogy a Jásti-hegy, Bősomlyó-hegy, Seres-hegy területen az alsóeocén üledékképződés később — valószínűleg a cuisi emelet felső részében indult meg. A Dorogi-medence délnyugati része és a Jásti-hegy—Bősomlyó-hegy—Seres-hegy környéki alsóeocén és a középsőeocén alsó része képződményeinek korrelációs változatát a 7. ábránk tartalmazza.

Valószínűsítésünk szerint a Tatabánya környékét elborító idősebb alsóeocén tenger a héregi területen keresztül kommunikált a dorogival ÉK—DNy-i irányban. Feltehetőleg ettől az ÉK—DNy-i irányú tengerágtól DK-re az alsóeocén felső felében, egy kb. 2—5 km széles terület fokozatos süllyedése ment végbe, ahol az eocén üledékképződés a Tatabányai—dorogi-medencékéhez viszonyítva kissé megkésve indult meg. Ennek az üledékképződési szakasznak az utólagos denudációktól megkímélt maradványai a Köves-hegy—Bősomlyó-hegy vonalától DK-re találhatók meg kisebb-nagyobb foltok alakjában. Ez az előzetesnek tekinthető ősföldrajzi helyzetkép újabb fúrások lemélyítésével tovább fejleszthető, módosítható lesz.

Irodalom — Bibliographie

- GIDAI L. (1967): A Bajna — Mogyorósbánya — Tát — Esztergom-tábori terület felderítő kutatási terve. MÁFI Adattár, kézirat
 GIDAI L. (1968): A felderítő barnakőszénkutatás helyzete és lehetőségei a Dunántúli Középhegység ÉK-i részén. MÁFI Évi Jel. 1968-ról pp. 125—134.
 GIDAI L. (1971): A Vértess—Gerecse és a Buda—Pilis hegységek közötti infraoligocén (Telezdi Roth) küszöb. MÁFI Évi Jel. 1969-ról. pp. 115—121.



7. ábra. A Dorogi-medence DNY-i része, a Bajnai öböl déli része, a Jásti-hegy—Bősomlyó-hegy—Sereshegy környéki sparnacumi, cuis-i és alsó-lutéciai képződmények korrelációs vázlata (GIDAI L. 1977).

Fig. 7. Esquisse corrélatrice entre les formations sparnaciennes, cuisiennes et lutétien inférieur de la région sudouest du Bassin de Dorog, région sud du golfe de bajna et des environs des collines Jásti-hegy, Bősomlyó-hegy et Seres-hegy, (GIDAI, L., 1977.).

- GIDAI L. (1972): A Dorogi terület eocénje. A M. Áll. Földtani Intézet Évkönyve. LV. k. 1. f. pp. 1–140.
- GYARMATI GY., MUNTYÁN I., JAKAB L., KOSZTOLÁNYI L.-NÉ (1975/a): Észlelési magyarázó a Csabdi-Tarján M = 1 : 25 000-es méretarányú térképlap földtani feldolgozásához. MÁFI Középhegységi Osztály Adattára I–IV. k., kézirat
- GYARMATI GY., MUNTYÁN I., JAKAB L., KOSZTOLÁNYI L.-NÉ (1975/b): Földtani magyarázó a Csabdi-Tarján 1 : 25 000-es térképlaphoz. MÁFI Középhegység Osztály Adattár, pp. 1–85., kézirat
- HOFFER E., NYITRAI T., REZESSY G., SZABADVÁRY L. (1973): Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegységben. a MÁELGI 1972. Évi Jel. pp. 13–19.
- HOFFER E., MAJRUH T., NYITRAI T., RÁNER G., REZESSY G., SZABADVÁRY L., TÓTH Cs. (1974): Komplex geofizikai kutatás a Dunántúli Középhegységben. a MÁELGI 1973. Évi Jel. pp. 11–20.
- REZESSY G., SZABADVÁRY L. (1974): A Gerecse hegység DK-i peremének komplex geofizikai kutatása. MÁELGI Adattár 118. Jelentés
- REZESSY G., SZABADVÁRY L. (1976): Jelentés a Gerecse, a Pilis és a Budai hegység között 1975-ben végzett geofizikai mérésekről. Dunántúli Középhegység 1975. A kötet, pp. 1–44.
- TÓTH Cs., SZÉNÁS GY. (1972): Jelentés a Bajna körnéki geofizikai mérésekről. MÁELGI Adattár 90. sz. jelentés, pp. 1–7.
- A gyermelyi Gyt–5. fúrás dokumentációja. MÁFI Adattár, kézirat. L. sz. 1655/15

Succession stratigraphique éocène à faciès marginal dans le Sud-Ouest de la Montagne Gerecse. (Colonne stratigraphique éocène du sondage de Gyermely n° Gyt–5.)

Dr. László Gidai

Dans le Sud-Ouest de la Montagne Gerecse — située dans la partie nord de la Montagne Centrale de Transdanubie — le sondage cartographique de Gyermely n° Gyt-5. (Fig. 1.) — approfondi par l'Institut Géologique de Hongrie — a exploré une succession stratigraphique éocène à faciès marginal (Annexe n° 1.) L'extension des formations éocènes découvertes dans le sondage n'atteint probablement 1 km² (Fig. 2.) (Nous avons récapitulé les données les plus importantes obtenues dans les sondages approfondis au territoire, dans le Tableau n° 1.)

Le sondage n° Gyt-5. a traversé les formations éocènes entre 73,3 et 111,8 m, sous l'épaisseur de 38,5 m. Le sondage — situé à demi-distance environ entre le Bassin de Dorog et les territoires lignitifères de Nagygyháza, Csordakút et Mány — a exploré une succession stratigraphique à faciès marginal, à gîtes de lignite exploitables.

1. Complexe lignitifère

Traversé entre 98,6 et 111,8 m, sous l'épaisseur de 13,2 m. (Nous avons inclu ici aussi la marne calcaire d'eau douce — située entre 98,6 et 99,8 m au dessus des gîtes de lignite et — contenant des débris végétaux charbonneux et laies de lignite. (Nous présentons la constitution du complexe lignitifère dans la Fig. 3.) Entre 104,3 et 111,8 m se présente un gîte de lignite épais de 7,5 m et composé de l'alternance de bancs de lignite et de lignite schisto-argileux.

Selon l'analyse de la Section du Contrôle de Qualité il y en a 5,95 m de lignite lustré et 1,65 de lignite schisto-argileux. Dans les couches de marne et marne calcaire — intercalées dans le complexe lignitifère — se trouvent les Mollusques suivants: *Melanopsis doroghensis* OPPH., *Dreissena* sp., *Pyrgulifera* sp. (fragment), ? *Bythinia* sp.

2. Marne aléuritique, grès à Mollusques

De 95,5 à 98,6 m — entre le complexe lignitifère et le groupe de couches à perforatus — se trouvent deux couches, où *Nummulites perforatus* ne se présente pas encore.

Dans la couche de marne aléuritique inférieure — surmontant immédiatement le complexe lignitifère — outre les fragments de *Nummulites* sp. MME JÁMBOR-KNESS, M. a aussi retrouvé quelques formes de *Nummulites subplanulatus* HANTKEN et MADARÁSZ. La même couche contient une faune de Mollusques — riche en espèces et aussi en individus — prouvant le faciès saumâtre. Surtout les formes suivantes y sont abondantes: *Tivelina pseudopetersi* TAEGER, *Ostrea* cf. *supranummulitica* ZITTEL, *Brachyodontes corrugatus* (BRONGN.).

Dans la couche supérieure seulement fragments de *Nummulites* sp. et rares *Tivelina* sp., *Cardita* sp. sont provenus.

3. Marne aléuritique, marne argileuse à *Nummulites perforatus* et *Mollusques*

Le groupe de couches — situé entre 85,0 et 95,5 m et épais de 10,5 m — se compose de couches de marne aléuritique et marne argileuse aléuritique. Les fossiles les plus caractéristiques y sont les grands Foraminifères. Dans la faune de grands Foraminifères, contenant des éléments éocène inférieur et moyen — on peut considérer les formes de *Nummulites perforatus* — prouvant l'âge plus récent — vivant *in situ*.

Nous avons deux explications pour la présence des éléments faunistiques éocène inférieur: (voir: texte hongrois).

a) Ces espèces sont contemporaines à la sédimentation, leur répartition stratigraphique atteint la partie inférieure de l'étage lutétien.

b) D'après les études faites par MME JÁMBOR-KNESS, M. — qui a observé l'usure moyenne, le lessivage et la fragmentation dans les coquilles de *Nummulites* — nous pensons plus probable la réaccumulation à partir des sédiments éocène inférieur. Le remaniement est aussi prouvé par ce que selon les études faites par MME HORVÁTH-KOLLÁNYI, K. ce groupe de couches contient les petits Foraminifères benthoniques de la marne argileuse à Operculines éocène inférieur, supposablement aussi par suite de la réaccumulation.

D'après les études faites par MME KECSKEMÉTI-KÖRMENDY, A. les 7 m inférieurs de ce groupe de couches sont encore saumâtres.

Le faciès devient purement marin à 88,0 m.

4. Marne aléuritique à *Nummulites*, *Operculines*, et *Discocyclines*

Le groupe de couches — épais de 8,7 m et situé entre 76,3 et 85,0 m — est composé de marne aléuritique, monotone, gris verdâtre.

Dans son association de grands Foraminifères les formes éocène inférieur prédominent (liste faunistique à voir dans le texte hongrois).

Selon nos observations faites au terrain, ces couches développent en continuité à partir du groupe de couches sous-jacent et sûrement attribuable au sous-étage lutétien inférieur. Dans ce cas-ci aussi, nous pouvons expliquer la présence des formes éocène inférieur par la réaccumulation.

5. Marne calcaire à *Nummulites perforatus* et *Nummulites millecaput*

La couche de marne calcaire — située entre 75,0 et 76,3 m — surmonte après une nette limite le groupe de couches sous-jacent. Les couleurs des deux formations sont différentes, et *Nummulites millecaput* et *Nummulites perforatus* y apparaissent brusquement. On peut y penser à une émergence locale et après à l'envahissement marin rapide.

6. Marne à *Operculines* et *Mollusques*

La couche de marne — située entre 73,3 et 75,0 m et épaisse de 1,7 m — ressemble au groupe de couche 4.

En résumé nous pouvons constater que le sondage de Bajna n° Bn-38. a découvert des couches éocènes de type pareil. Les groupes de couches à *Mollusques* — surmontant le complexe lignitifère — développent en continuité à partir de celui-ci et ils sont recouvert également en passage continu par le groupe de couches à *Nummulites perforatus* représentant la partie inférieure de l'étage lutétien.

La marne argileuse à *Operculines* manque à ce territoire. A la région des collines Jásti-hegy, Bósomlyó-hegy et Seres-hegy la sédimentation éocène inférieur a été commencée plus tard, probablement à la partie supérieure de l'étage culsien. (Fig. 7.) La mer éocène inférieur plus ancienne — envahissant les environs de Tatabánya — a été en communication avec ceux de Dorog, à travers le territoire de Héreg, en direction du NE au SW. Supposablement au SE de ce chenal marin — en direction du NE au SW — à la partie supérieure de l'éocène inférieur l'affaissement graduel d'un territoire — large de 2 à 5 km environ — est produit, où la sédimentation éocène a démarré un peu en retard par rapport aux Bassins de Tatabánya et Dorog. Les restes — épargnés de l'érosion postérieure — de ces sédimentations sont retrouvables au SE de l'alignement des collines Köves-hegy et Bósomlyó-hegy, en lambeaux plus ou moins grands. On ne peut considérer cette situation paléogéographique que préalable.

RÖVID KÖZLEMÉNYEK

Földtani Közöny, Bull. of the Hungarian Geol. Soc. (1979) 109. 288–293

Nubecularia-félék (Foraminifera) kőzetalkotó mennyiségben a hazai szarmatában

dr. Boda Jenő

(4 táblával)

Ez a nemzetség jellegzetes *Foraminifera* a szarmatában. Külföldön eléggé elterjedt, elsősorban Besszarábiában, ahonnan a *Sinzowella novorossica* fajt leírták. De ismerik a Bécsi-medencében is már régóta. Hazánkban szintén említik (SCHRÉTER Z., MAJZON L., KÖVÁRI J., KÓKAY J., LAKY I.). Ezek a hazai előfordulások azonban szórványosak, fúrási minták iszapolási maradákaiból származnak kis példányszámban. Inkább csak híradásjellegűek: nálunk is megtalálhatók.

E tanulmány megírására az adta az indítékot, hogy Páty-tól ÉK-re, a Mária-hegyi ma is működő kőfejtőben, valamint DK-re, a Mézes-völgyi vagy Tündérkúti felhagyott kőfejtőben kőzetalkotó mennyiségben (mint a Miliolinák a miliolinás mészkövekben) lépnek fel és előfordulásuk nemcsak egy rétegre, hanem rétegösszletre (kb. 8 m-es vastagságig) terjed ki. A két kőfejtő megközelítőleg 1 km-re van egymástól. Tehát az előfordulás egy hatalmas *Nubecularia*-, telep"-nek is felfogható. (Hogy e terület eddigi vizsgálói nem ismerték fel, megérthető, mert törött kőzetfelületen könnyen össze lehet téveszteni a szarmatában gyakori Miliolinákkal.) SZENTIRMAI Gábor szakdolgozatában (1971) már hírt ad erről, akinek figyelmét szerző hívta fel az előfordulásra.

A kőzetanyag minősége különböző. Az erősen kötött durvaszemcsés mészkőtől az erősen tömötszövetű mészkőig sokféle változatban megtalálható.

A *Nubecularia* nemzetség „ránövő” típus. Nem bekérgez, hanem valamilyen tárgyra ránó, vagy körülnövi azt. Ezért alakja igen változatos, elsősorban a környezet függvénye. *Foraminifera*-voltukat csak a kamrázottság árulja el. Változatos alakjuk miatt faji elkülönítésük bizonytalan. A *Sinzowella novorossica* fajt több formára bontják: 1. Forma solitaria. Magános példányok, homorú felnövési felülettel, domború felszínnel. 2. Forma nodula, amely ugyancsak magános példány, de gyűrűszerűen körülött növényi szárat, algát. 3. Forma subnodulosa. 4. Forma deformis, amely telepalkotó módon gumókat képez.

Anyagunkban a *Nubecularia*-k csak csiszolatban, tehát metszetekben tanulmányozhatók. Mivel határozottan fel lehet ismerni a gyűrűszerű „forma nodula” alakot, feltételezhetjük, hogy a *novorossica* faj van képviselve. Kisebb mennyiségben a Zsámbéki-medence sok helyén megtalálhatjuk (I., II. tábla).

Érd területén, az Iparos és Berettyú utca találkozásánál levő, néha még ma is működő magánhasználatú kőfejtőből származik egy másik *Sinzowella* faj, a *caespitosa*, amely igen érdekes típus, mert *Bryozoa*-khoz hasonló telepeket alkot. Fajneve is erre utal: gyepek, pázsit, gyepszőnyeg. A kolónia egymásra települő egyedekből áll és felfelé nőnek, ágszerűen, majd oldalirányban is összekapcsolódhatnak. A metszetben az egyedek kamrái félhold alakúak, felfelé domborodók. Ezt a fajt STEINMANN írta le (1903) a Pozsony melletti Wolfsthalból (Po-

zsonytól délre, a Duna jobb partján). Ábráival példányaink a legteljesebb bizonyossággal azonosíthatók alakilag és méret szerint. Ugyanezt a fajt ANDRUSOV szintén felismerte a besszarábiai szarmatában, de ő a *Nubecularia novorossica*-nak, mint polimorf fajnak egyszerű változataként fogja fel. GILLET, S. — DERVILLE, H. (1931) Kisinev mellől írja le ugyanezt a fajt. Ábráink szintén tökéletes megegyezést mutatnak példányaikkal (III., IV. tábla).

A bezáró kőzet tömötszövetű, sárgás mészkő, amelynek csiszolt felületén szabad szemmel is láthatók a hófehér, „kesztyűujjszerű” képződmények az alapból kinyúlva.

A biocenózis, amelyben Wolfsthal és Kisinev környékén is találták: *Bryozoa*, *Vermes* és *Modiola* együttes. GILLET S. helyesen állapítja meg e képződmények zátonyjellegét. *Bryozoa-Vermes* alkotta zátonyjellegű, pontosabban bioherm képződmények nálunk is ismertek a szarmatában, gyakran *Modiola*-fészkekkel. Tehát az előfordulási jellegek teljesen azonosak e nagy területi eloszlásban is.

A besszarábiai előfordulás típusos középsőszarmata (Bessarabien) makrofauna-elemekkel van együtt. Ugyancsak a makrofauna alapján Wolfsthal, valamint hazai lelőhelyünk is a fiatalabb szarmatába, a tinnyei alemeletbe sorolható, amelynek alsóbesszarabien korát szerző bizonyította (1974).

Táblamagyarázó

I. tábla

Felső kép. Páty. Mézesvölgy. $N = \sim 9 \times$

Alsó kép. Páty. Mária hegy. $N = \sim 8 \times$

1. *Sinzwella novorossica* forma solitaria (KARRER et SINZOW)

2. *Sinzwella novorossica* forma nodula (KARRER et SINZOW)

3. *Sinzwella novorossica* forma deformis (KARRER et SINZOW)

4. *Sinzwella caespitosa* (STEINMANN) iniciális telep

II. tábla

Sinzwella novorossica forma deformis (KARRER et SINZOW). Páty. Mária-hegy. $N = \sim 11 \times$

III. tábla

Sinzwella caespitosa (STEINMANN). Érd. $N = \sim 13 \times$

IV. tábla

Sinzwella caespitosa (STEINMANN) és *Bryozoa* sp. biocenózis. Érd. $N = \sim 12 \times$

Irodalom

BODA J. (1974): A magyarországi szarmata emelet rétegtana. Földt. Közl. 104.

GILLET, S. — DERVILLE, H. (1931): Nouveau gisement d'un récif à *Nubecularia* à Cricov, près de Chisinau (Bessarabie).

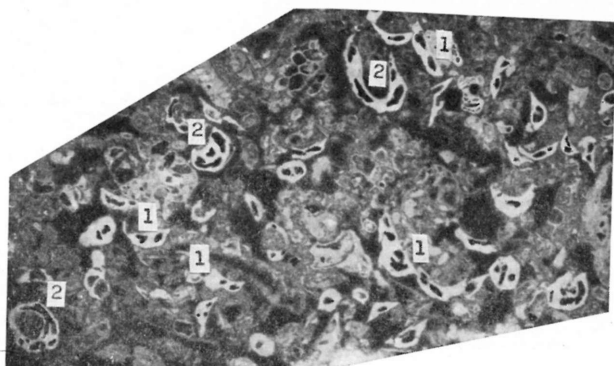
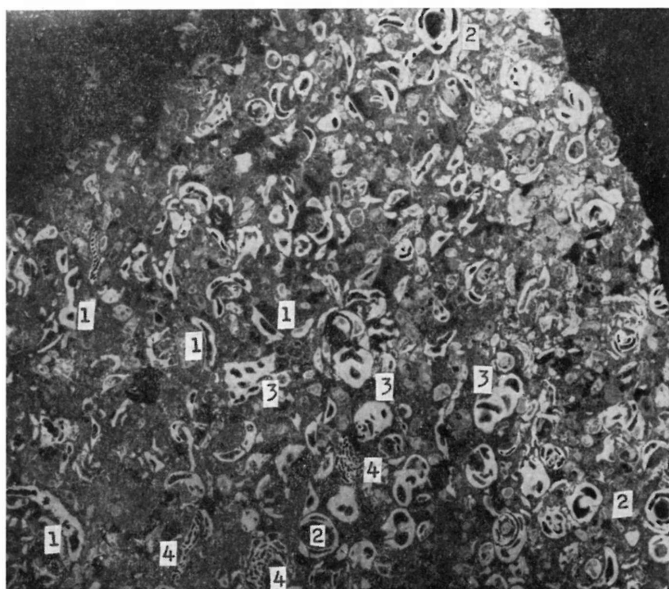
Bull. Soc. Géol. France. Ser. 5. T. 1.

PAPP, A. (1974): Die *Nubecularien* des Sarmatien s. str. Chronostratigraphie und Neostatotypen. Ms. Sarmatien. Bratislava

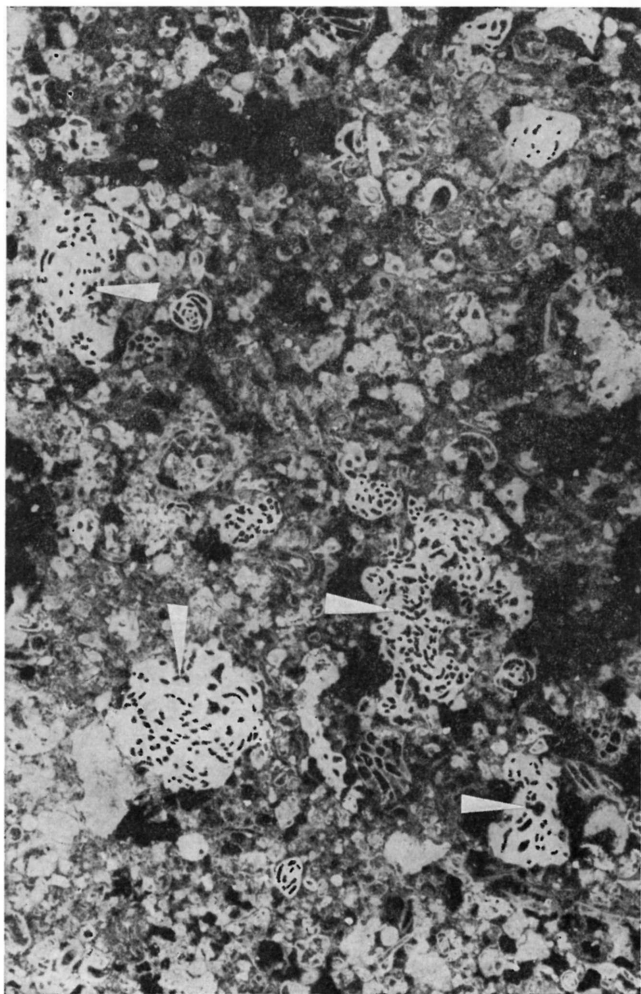
STEINMANN, J. (1903): Über eine Stockbildene *Nubecularia* aus der sarmatischen Stufe (*N. caespitosa* n. f.) Ann. KK. Naturhist. Hofmus. Wien. XVIII.

A többi külföldi tanulmány PAPP A. és GILLET — DERVILLE cikkében megtalálható.

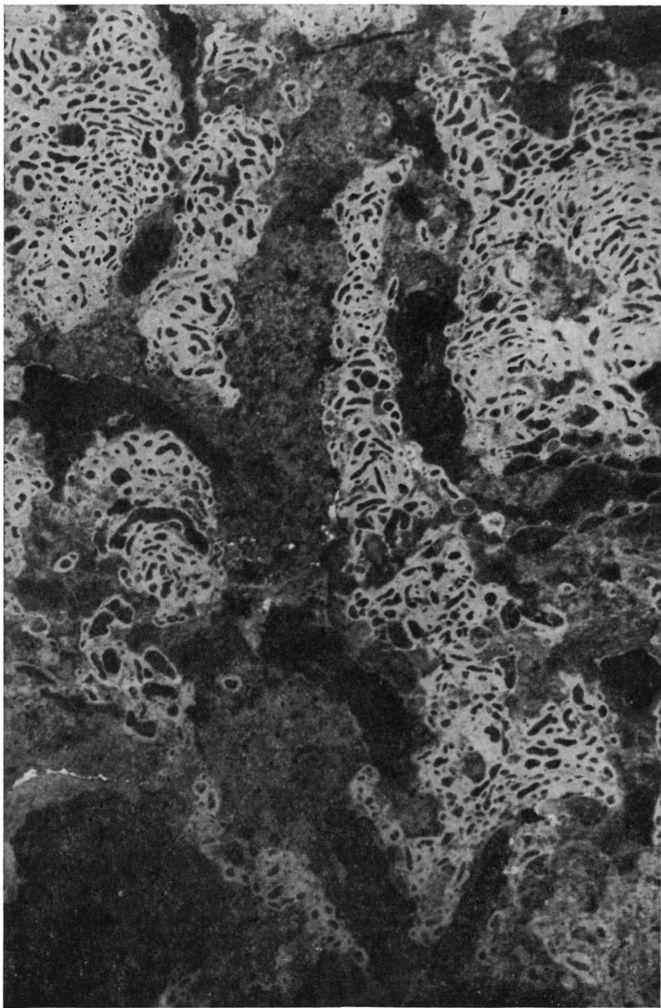
I. tábla



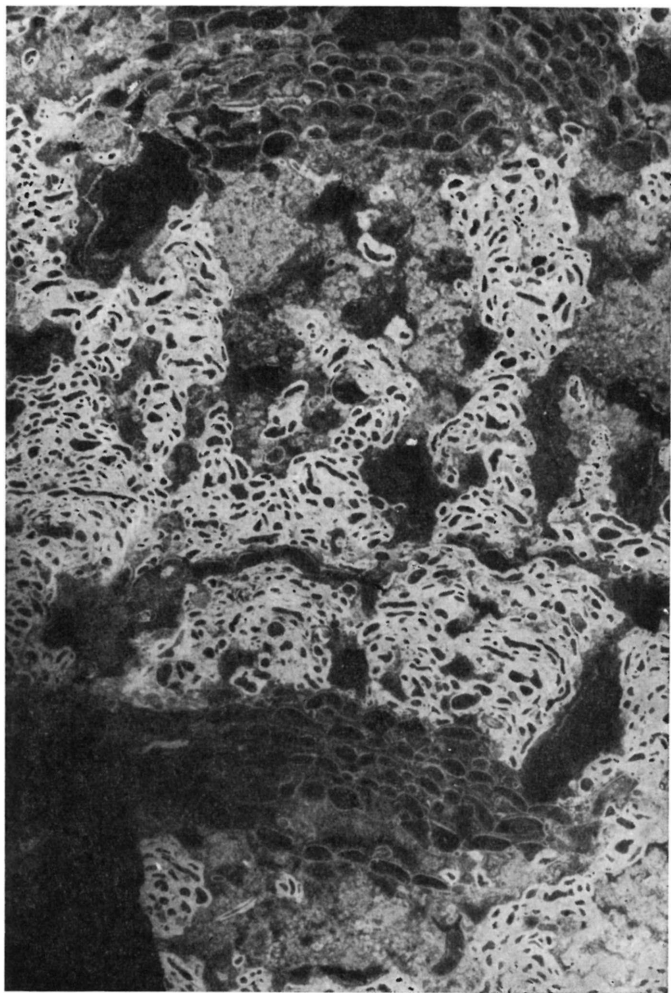
II. tábla



III. tábla



IV. tábla



A bakony-hegységi jura fejlődéstörténet néhány kérdése

Mészáros József

A Bakony-hegység jura időszaki képződményeinek földtani vizsgálata több, mint egy évszázados múltra tekint vissza. Az igen gazdag irodalom áttekintése jelen cikknek nem célja.

Számos kutató monografikusan is összefoglalta már a rendelkezésre álló ismereteket, és foglalt állást a jura fejlődéstörténet kérdéseiben.

KONDA József (1967, 1970) részletes szelvényezés módszerével üledékföldtani vizsgálatokat végzett a Bakony-hegység területén, melynek eredményeként felvázolta — többek között — a jura időszak ösföldrajzi viszonyait is. Állást foglalt abban, hogy a jura tengerre az időnkénti erőteljes tagoltság jellemző, amelyből bizonyos korszakokban szigetek emelkedhettek ki.

GALÁCZ András—VÖRÖS Attila (1972) véleménye szerint „a bakony-hegységi jura képződmények pelágikus jellegűek, tengerpart és szigetek közelségének nyomait nem mutatják” (p. 122).

A két fenti álláspont érzékelteti az ösföldrajzi elképzelések nagyfokú eltérését.

A Bakony-hegység jura időszaki képződményei között mangánérctelepes rétegek is ismeretesek, melyek további kutatásának eredményessége nagyban függ az érc keletkezési körülményeinek helyes értelmezésétől.

Az irodalomban található számos korszerű és monografikus feldolgozás után jelen cikknek szerény célja csupán annyi, hogy a Bakony-hegység DNy-i részén végzett több éves térképezés néhány lényeges adatára felhívja a figyelmet. Az ösföldrajzi kép megítélésénél ezeket az adatokat nem lehet figyelmen kívül hagyni, s bármennyire is hagyományos megfigyelésekről van szó, az ezekből kialakult elképzelések szakmai vitát mindenképpen ki kellene, hogy váltsanak.

Jelen cikk szerzője az 1966—70-es évek terepi munkálatairól közölt néhány jura rétegtani, de főként szerkezetföldtani adatot (MÉSZÁROS J. 1968, 1969, 1971), így ebben a rövid ismertetésben a még nem publikált terepi anyagon kívül, a gazdag irodalom részletes elemzésének igénye nélkül elsősorban a fent idézett dolgozatokra hivatkozunk.

A Bakony-hegység jura időszaki képződményeinek földtani kutatásánál mindenképpen ki kell emelni GÉCZY Barnabás több évtizedes munkásságát. A gazdag jura ammonitesz fauna vizsgálatával, az ammonitesz zónák elkülönítésével, a mangánérctelepek keletkezési korának pontosításával és számos földtani következtetéssel idézett szerző nagyban hozzájárult ismereteink gazdagításához (GÉCZY B. 1961, 1968, 1970, 1970 a, 1971, 1975).

A bakonyi jura fejlődéstörténet kérdéséhez közvetlenül kapcsolódik FÜLÖP József (1975) monográfiája is, bár korszerű értékelése nem szorosan a Bakony-hegység határain belüli adatok alapján történt.

A fentiekben kiemelt kutatók részletes munkáiban alapos irodalmi áttekintés és értékelés található az ösföldrajzi elképzelések fejlődése tekintetében is.

A Bakony-hegység DNY-i részén végzett térképezés adatainak elemzése során alapvető jura ösföldrajzi jellegként időnként erősen tagolttá váló medencealjazat, általában sekélytengeri körülmények és többszöri részleges szárazulattá válás rajzolódott ki.

Hagyományos módszerekkel végzett terepi megfigyelések birtokában szeretnék szakmai vitába bocsájtkozni azokkal a kutatókkal, akik a bakonyi jura képződmények keletkezését szigetekről és szárazulatról mentes, mélytengeri körülmények között értelmezik. Itt említeném meg TELEGDY ROTH Károly (1929) elképzelését, miszerint „középhegységünk jurájának hiányait, különösen pedig a felső juránál idősebb sor lényeges megkopását a geoszinklinális belsejében előállott elsőkélyesedéssel, lapos hátak — esetleg kevésbé intenzív hegységképző mozgás következtében beállott — kiemelkedésével hozhatjuk kapcsolatba...” (p. 80).

A részletes térképezés adatai tulajdonképpen ezt a földtani-logikai megállapítást támasztják alá. Talán annyiban sikerült továbbfejleszteni az idézett megállapítást, hogy a kevésbé intenzív hegységképző mozgásnak nevezett jelenséget a hegység mélyrenyúló törések menti, „sakk-táblaszerű” feldarabolódásában értelmezzük. Érdekes szerkezetföldtani jellegként rajzolódott ki az, hogy az elkülönült rögök mozgása következtében a jura képződmények gyűrődési folyamata már a jura időszakban megkezdődött. Ez a jelenség felismerhetően a triász-jura határon indult meg (Mészáros J. 1968).

A Bakony-hegység egyes területeinek jurán belüli szárazulatra emelkedését földtani adatok igazolják. Egyik legmeggyőzőbb példaként a Csehbányától K-re levő több km²-es Hajag-hegy röge hozható fel. Ezen a területen a kimmeridgei cephalopodás mészkő alatt a dachsteini típusú liász mészkő egyenetlen térszínére települten alapbreccsa réteg húzódik. Ez a képződmény jól felismerhetően transzgressziós alaprég, mely a 30 cm átmérőt is elérő szegletes vagy gyengén koptatott dachsteini típusú mészkőből, elvéve liász krinoideás mészkőből áll. A breccsa kötőanyaga vörös színű, helyenként mangán-oxidokkal szürkére és csaknem feketére színezett mészkő. Az alaprég települési módját, laterális kiterjedését és keletkezésének értelmezését szerkezetföldtani cikkben ismerttettem (Mészáros J. 1971).

A térképezés során számos helyen észleltünk jura breccsa, sőt esetenként breccsa-konglomerátumnak nevezhető képződményeket, melyek keletkezése nem képzelhető el szárazulattá válás nélkül. Részletekbe nem bocsájtkozva említem meg, hogy a malm képződmények Szentgál—Urkút—Városlőd közötti területen még megnyugtatóan nem értelmezett módon diszkordanciával, tűzkő- és mészkőtörmelék alapréggel települnek a dogger radiarit felett (Mészáros J. 1967, 1968 p. 64).

A jura szigetek vagy szárazulat kérdésében lényeges KONDA J. (1970) földtani adata, miszerint az „üledékhézaggal települő képződmények alsó, úgynevezett alaprégében található, a fekvő kőzet anyagából ismétlődő rátelepülés esetén gyakran a közvetlen környezetben található idősebb jura anyagából keletkezett, tehát inhomogén breccsa” (p. 220) jelenléte szárazulatra kerüléssel való magyarázatot indokol.

A Bakony-hegység néhány területén különböző kutatók által is vizsgált alapbreccsa létezése egyértelműen ellene szól a jura időszak folyamán állandóan és mindenütt tengervízzel való elborítotttság feltételezésének. Ezenkívül a fentebb hivatkozott irodalmi munkák adatai szerint a jura képződmények egy része nem pelágikus jellegű.

Eddigi szerkezetföldtani vizsgálataim alapján nem látom kellőképpen indokoltak GALÁZ A. — VÖRÖS A. következő megállapítását sem: „Ha a felsőtriász és alsókréta közötti nagy üledékképződési ciklust egységében nézzük: sekélytenger — mélytenger — sekélytenger sorrend rajzolódik ki, . . .” (p. 133).

A bakony-hegységi felsőperm — alsókréta nagy üledékképződési ciklus egységét tekintve a kutatók között nincs véleményeltérés. Térképezési adataink is azt igazolják, hogy a ciklus felsőtriásztól — alsókrétaig terjedő szakasza fejlődéstörténetében töretlen szerkezetföldtani egységet alkot.

Az egységes üledékföldtani cikluson belül azonban változatos kéregmozgással kell számolnunk.

A Bakony-hegység DNy-i részén a közismert jura rétegsorok alapján a triász-jura határtól az alsópliensbachi korszakig a tenger aljzatának fokozatos mélyülése rajzolódik ki, de főként csak a tenger alatti kiemelkedések közötti területeken.

A felsőpliensbachi magánércfekvő krinoideás, néhol magánoxiddal feketére színezett, gyakran breccsa, sőt breccsa-konglomerátum alakjában jelentkező mészkő azonban helyenkénti elsőkélyesedést jelez. Ebben a földtani időben is — véleményem szerint — a hegység számos területére szárazulaton lehetett. A rétegtanilag soronkövetkező mangánérctelepes rétegcsoporthoz keletkezési mélysége tekintetében a kutatók többsége sekélytengeri körülményekkel számol.

Fentiek alapján tehát az alsótoarci mangánérc keletkezésétől kezdődően rögzíthető a következő süllyedési és kimélyülési folyamat, ugyancsak „seamountok” és „interseamountok” által meghatározottan. Véleményem szerint, a seamount és interseamount szakkifejezés használata csak a pelágikus, mélytengeri, szárazulattól mentes koncepció elfogadása esetében helyes.

Időben tovább követve a szerkezetföldtani fejlődést az rajzolódik ki, hogy a malm transzgressziót megelőzően a Bakony-hegység kiegyenlített medencealjzatának jelentős területei újra a tenger szintje fölé emelkedtek. Az előzőekben példaként említett Hajag-hegy földtani felépítése ezt az elképzelést támasztja alá. Az itt észlelt alapbreccsa litológiai jellegei egyértelműen kizárják a szinszement tektonikus eredetet.

A dogger-malm határon tehát számos helyen megfigyelt adat alapján újabb kiemelkedés, majd süllyedés állapítható meg.

A fejlődéstörténet igen eltérő értelmezésének oka talán abban rejlik, hogy a gyors süllyedés következtében fellépő jura transzgressziók nem hasonlíthatók össze az abráziós tevékenységgel kísért lassú tengerelöntésekkel.

Összefoglalva leszögezhető, hogy a felsőperm — alsókréta cikluson belül a triász végétől a kréta elejéig legkevesebb három süllyedési és két kiemelkedési folyamat zajlott le, a velejáró kimélyüléssel és elsőkélyesedéssel együtt. A terepi adatokból kiemelezhető szerkezetföldtani fejlődés tehát egységében nézve sem mutatja a fentebb idézett sekélytenger — mélytenger — sekélytenger sorrendet.

A földtani vizsgálatok a Bakony-hegységben is tovább folytatódnak, így adott a lehetőség arra, hogy szakmai viták mellett a még eltérő értelmezésekben a kutatók egységes álláspontra jussanak.

Irodalom

FÜLÖP J. (1975): Tatai mezozoós alaphegységgrótok. Geol. Hung. Ser. Geol. Tom 16.

GALÁZ A. — VÖRÖS A. (1972): A bakony-hegységi jura fejlődéstörténeti vázlat a főbb üledékföldtani jelenségek kiértékelése alapján. Földt. Közl. 102. 2. pp. 122 — 124.

GÉCZY B. (1961): Die jurassische Schichtenreihe des Tüzkövesgrabens von Bakonycsérnye. Ann. Inst. Geol. Hung. Vol. XLIX. fasc. 2. pp. 507 — 567.

- GÉCZY B. (1968): Felsőliász Ammonoideák Űrkútról (Bakony-hegység). Földt. Közl. 98. 2. pp. 219—226.
- GÉCZY B. (1970): A kericséri (Bakony-hegység) pliensbachi rétegek biosztratigráfiai értékelése. Ősl. Viták 14. pp. 45—59.
- GÉCZY B. (1970a): Pliensbachi Ammonites zónák a Bakony-hegységben. Földt. Közl. 100. 3. pp. 248—258.
- GÉCZY B. (1971): The Pliensbachian of Kericser Hill, Bakony Mountains, Hungary. Ann. Univ. Sci. Budapest. Sec. Geol. t. XIV. pp. 29—52.
- GÉCZY B. (1971a): Examen quantitativ des Ammonoides de la Montagne Bakony. Coll. Jurassique Medit., Ann. Inst. Geol. Hung. Vol. LIV. fasc. 2. pp. 483—486.
- GÉCZY B. (1975): A Davoei Zóna a Bakony-hegységben. Földt. Közl. 105. 4. pp. 419—428.
- KONDA J. (1967): Biofácies problémák a középhegységi jurában I. „Ammonitico rosso”. Ősl. Viták 8. pp. 1—8.
- KONDA J. (1970): A Bakony-hegységi jura időszaki képződmények üledékföldtani vizsgálata. MÁFI Évk. L. 2. pp. 156—260.
- MÉSZÁROS J. (1967): A Szentgál jelű 1 : 25 000-es földtani térképlap (fedetlen és észlelési változat) és magyarázója. Kézirat.
- MÉSZÁROS J. (1968): Városlód—Herend—Szentgál—Űrkút környékének földtani vizsgálata. Földt. Int. Évi Jel. 1966-ról. pp. 58—71.
- MÉSZÁROS J. (1969): A bakony-hegységi jura képződmények szerkezetföldtani fejlődésének főbb sajátosságai. Jura Kollokvium.
- MÉSZÁROS J. (1971): A csehbányai-medence szerkezetföldtani fejlődésének alapvonásai. Földt. Int. Évi Jel. 1969-ről. pp. 639—652.
- TELEGDI ROTH K. (1929): Magyarország geológiája. I. rész.

Hozzászólás Mészáros József „A bakony-hegységi jura fejlődéstörténet néhány kérdése” című cikkéhez

Dr. Galács András—Dr. Vörös Attila

MÉSZÁROS József szakmai vitába kíván bocsájtkozni „azokkal a kutatókkal, akik a bakonyi jura képződmények keletkezését szigetekről és szárazulattól mentes, mélytengeri körülmények között értelmezik”. Tekintettel arra, hogy a MÉSZÁROS J.-től is kiindulásként idézett cikkünkben (GALÁCS—VÖRÖS 1972*) ez utóbbi álláspontra helyezkedtünk, szívesen élünk a lehetőséggel, hogy véleményünket néhány kérdésben újra kifejtjük.

MÉSZÁROS J. dolgozata érdemi részét TELEGDI ROTH Károly 1929-es gondolatával vezeti be, mely szerint „Középhegységünk jurájának hiányait . . . lapos háta . . . kiemelkedésével hozhatjuk kapcsolatba”. Szívesen idézünk mi is TELEGDI ROTH Károlytól, mégpedig 1934-es akadémiai székfoglalójából, melyben több éves észak-bakonyi térképező munkásságát összegezte. Terepi megfigyelései láthatóan alapjaiban módosították nézeteit, ugyanis több helyen említve, hogy a jurán belül szárazulattá válásnak nyomait kimutatni nem lehet, a 245. oldalon így ír: „az alsó krétáig terjedő — folytonos — sorozatban, melyben cephalopodás és tűzköves fáciesek uralkodnak, melyek kétségtelenül mélyebb tenger üledékei, a Középhegység testén keresztül egykori tengerpartvonalakat meghúzni nem jogosult”.

Természetesen a középhegységi jura ősföldrajza kérdésében az elmúlt évtizedek kutatásai számos új adattal szolgáltak. Ezekre céloz Mészáros J. is, bevezetve saját álláspontjának ismertetését. Véleménye szerint „a Bakony-hegység egyes területeinek jurán belüli szárazulatra emelkedését földtani adatok igazolják”. Cikkének részletes áttanulmányozásából kitűnik, hogy ezek a földtani adatok a következők:

- Kimmeridgei breccsa a Hajag-hegy területén;
- Számos helyen breccsa, breccsa-konglomerátum;
- „Még megnyugtatóan nem értelmezett módon” törmelékes alaprétéggel települő malm képződmények a Szentgál—Úrkút—Városlőd közötti területen. (Mivel ennek a képződménynek a szedimentológiai vizsgálatáról semmiféle nyilvános közlés nem jelent meg, s „értelmezése nem megnyugtató”, bizonyító adatnak sem tekinthető.)

Mészáros József cikkének másik lényeges megállapítása, hogy nem tartja egységesnek a felsőtriász és alsókréta közötti üledékképződési ciklust. Szerinte ugyanis „a triász végétől a kréta elejéig legkevesebb három süllyedési és két kiemelkedési folyamat zajlott le . . . ” Nézzük, milyen földtani adatokat sorol fel a két kiemelkedés bizonyítására:

- a) felsőpliensbachi kiemelkedés

* A cikk irodalmi hivatkozásait lásd Mészáros J. cikkének irodalomjegyzékében.

— A felsőpliensbachi mangánfekvő krinoideás breccsa, breccsa-konglomerátum;

— A kutatók többsége sekélytengeri körülményekkel számol a mangánérctelepes rétegcsoporthoz keletkezési mélysége tekintetében.

(E többségi vélemény azonban még bizonyításra vár!)

b) dogger-végi kiemelkedés

— Hajag-hegyi breccsa.

(Ez, mint Mészáros J. cikkében több helyen is említi, kimmeridgei korú, tehát dogger folyamatra nem utalhat.)

Mint látható, Mészáros J. jura földtörténeti modelljében a kiemelkedések bizonyítékai a jura üledékekbe közbetelepült breccsák. Ezek üledékföldtani értelmezéséről indokolt tehát részletesen szólni.

Kiindulásként feltétlenül megemlítendő, hogy a „transzgressziós alapbreccsa” kifejezés sajátosan magyar szóhasználatnak tűnik. Példaként talán elég annyi, hogy a szovjet geológiai értelmező szótár a „breccsák” tárgyalásánál 32 különböző szögletes durvatörmelék tárgyal, de ezek közül egyet sem hoz kapcsolatba a transzgresszióval. Némi gondolkodás után, és szerencsésebbek esetében kevés tengerparti megfigyelés birtokában belátható, hogy a transzgresszió folyamata összeegyeztethetetlen a mindig epizodikus eredetű szögletes törmelékek képződésével. Különösen akkor kizárt bármiféle „alapbreccsa” feltételezése, ha Mészáros J. nyomán a Bakonyban abráziós tevékenység nélküli, „gyors süllyedés következtében fellépő jura transzgressziók” előfordulásával számolunk.

A bakonyi breccsák értelmezésében ösföldrajzi szempontból döntő a *lerakódás helyének* megállapítása. Erről az alapanyag vizsgálata tájékoztat. Az irodalomban ismertetett, valamint az általunk vizsgált lelőhelyeken a breccsák alapanyaga a következő lényeges jegyeket mutatja:

— Bositrák, radiolariák, plankton foraminiferák a mikrofácies-képben = pelágikus környezet;

— Mikrites alapanyag = alacsony energiájú lerakódási közeg.

Krinoideák helyi feldúsulása az alapvetően pelágikus jellegén nem változtat. Következésképpen az eddig megismert Bakony-hegységi jura breccsás rétegek kimutathatóan nyílt tengerben, igen gyenge vízmozgás mellett rakódtak le.

Áttérve a Hajag területén megfigyelt, és Mészáros J.-től transzgressziósnak tekintett breccsák tárgyalására, előljáróban meg kell említeni, hogy ez a kőzet-típus korántsem nyomozható mindenütt e területen. A DK-i részen levő Kisnyerges-árki szelvény kimmeridgeivel induló felsőjura sorozatából a breccsa teljesen hiányzik (Konda 1970, p. 192), a tobánypusztai szelvény közelében pedig megjelenése esetleges, mint Konda írja: „a kimmeridgei rétegcsoporthoz legalsó rétege gyakran jóformán törmelékanyag nélkül települ” (uo. p. 191).

Ezek után nézzük meg, milyen üledékföldtani bélyegek jelentkeznének Hajagon és környékén, ha ez a terület rész a liásztól a kimmeridgeiig szigetként állt volna ki a tengerből.

— A közismerten csapadékos jura éghajlat mellett egy trópusi mészkő szigeten a kb. 30 millió éves periódusban igen erős, mélyreható karsztosodás ment volna végbe. Nem utal erre, hogy Hajagon a dachsteini mészkőösszlet legfelső, liászba sorolt tagjai is megvannak. Szintén az erőteljes karsztosodás ellen szól, hogy a dachsteini mészkőre települő kimmeridgei rétegek penakkordánsak.

— Ha feltételezzük, hogy a karsztosodás minimális volt, akkor fosszilis talajnyomokat, vagy más szárazföldi üledékeket kellene találni Hajag területén.

Ilyen képződményeket azonban sem a terepi tapasztalatok, sem pedig az eddig közölt irodalmi adatok alapján nem ismerünk.

— Egy trópusi szigetet övező sekélytengerben, még meredek leszakadású partok esetén is, gazdag, változatos flóra és fauna élt volna (telepes mészalgák, zátonyépítő korallok, bentonikus nagyforaminiferák stb.). Emellett a partközeli, sekélytengeri karbonátos kőzettípusok előfordulása is joggal várható lenne. Ismerve a jura őslénytani és kőzettani vizsgálatokat, ilyen dokumentumok erről a területről sem kerültek elő.

— Sziget esetén feltétlenül megindult volna a lepusztítási folyamat, ami a környezetben nagyvastagságú, a liásztól a kimmeridgeiig folytonos tengeralatti törmelékkúpot hozott volna létre. Ennek a környező folyamatos rétegsorokban feltétlenül jelentkeznie kellene. A Hajag-környéki felszíni szelvények (Gyenespuszta, Közöskúti-árok) és a közelben mélyített fúrások (Hárskút-2, Herend-58, Csehánya-5, Pénzesgyőr-3) azonban ehelyett ammonitico rossot és radiolaritot tártak fel.

Mindezek után megismételhetjük, a Hajagra vonatkozóan is, hogy véleményünk szerint a középhegységi jurában nem szigetek, hanem tengeralatti magaslatok („seamountok”) előfordulásával kell számolni. A breccsák törmelékanyaga e magaslatok kialakulásakor morzsolódott le a lépcsős törések mentén, és a közvetlen környezet mélyebb részein, az ottani pelágikus üledékekbe ágyazódott. A sekélytengeri flóra és fauna, valamint karbonátos kőzettípusok hiánya abból fakad, hogy a kiemelkedések többsége nem érte el a tenger felső, fotikus zónáját. A tengeralatti magaslatok felszínének lecsökkent üledékképződése, illetve az itteni üledékek hiánya részben visszaoldódással, részben a még konszolidálatlan szedimentek elsodródásával, vagy az üledékek lerakódásának eleve gátat szabó egykori áramlásokkal magyarázható.

A fentiek alapján szerintünk nem indokolt a középhegységi jura üledékhézagokat szárazrakerüléssel, a breccsákat pedig transzgressziókkal hozni kapcsolatba. Továbbra is egységesnek látjuk a felsőtriász—alsókréta üledékciklust, amelynek jura szakaszára az aljzat süllyedése jellemző, kiemelkedési fázisok nélkül. Így a középhegységi jura fejlődésmenete egységbe hozható a Tethys egészében érvényesülő tendenciákkal. A nyugati Tethys területén a jurán belül általános az aljzat dilatációs mozgása és a kontinensperemek passzív süllyedése.

HÍREK, ISMERTETÉSEK

Akik előttünk jártak

A hazai természettudományok, köztük elsősorban a földtudományok legnagyobb mecénásának, SEMSEY Andornak emlékét idézve, közöljük „Az én programom” című írását, mely 90 évvel ezelőtt a „Magyar Salon” nevű folyóirat 1888. évi februári számában jelent meg. Ezen írás híven tükrözi frójának haladó szellemű, tiszteletre-méltó és puritánus gondolkodásmódját, egyéniségét, a „nem áldozat, mert kötelesség” jegyében. Ez az, ami gondolkodásra készítő és tanulságos, mert példamutatóan máig érvényes.

— „Sokan kérdezték már, mi az oka annak, hogy én a természeti tudományára anynyit áldozok. — Nekem ez áldozat is, nem is. Áldozat, mert hazai ügyünknek kedvezni kívánok, nem áldozat pedig, mert kötelességemet rovom le.

Mindnyájunk kötelessége az, hogy hazánk előhaladásán közremunkáljunk. Nálunk nyelvészet, történetírás és az egybe-függők, régóta ápolot, gondosan fejlesztett tárgyai kulturális tevékenységünknek.

A természeti tudományát azonban még mindig nem karolják úgy fel, hogy az az említettekkel egy sorban volna. A természeti tudományáról himnuszot írni nem akarok. Azt mondhatnák, hogy haza beszéllek. Fontossága úgyis önmagában gyökerezik annak. A természetben élünk, az nyújt mindenhez segítő kezet és csak az ország halad, melyben a természeti tudományát is kiváló gondnal művelik. Közreműködésem-

mel nem akartam én kicsinyelni a természeti tudományát fejlesztő hivatottaknak intézkedéseit, mert beavatkozásomnak különös fontosságot nem tulajdonítok. Ezen urakat munkájokban támogatni és a művelődés haladását siettetni óhajtottam. Mert ha ma széttétekintünk, a nem rég múlt időkhöz mérve, nálunk nagy haladást tapasztalhatunk itt is. *De elvégre az állam mindent nem tehet. Kulturális tevékenységében az egyesek meg a társadalom kötelessége támogatni azt.*

Tudom, hogy az, mit tettem az idők változó sorában eltűnik. A vasat is megrágja az idő. De ha idővel nálunk is a természeti tudományában egy serdülő munkás, életrevaló nemzedék támad, akkor tudom együttal: nem hiába tettünk mindannyian és én is elértem célomat.” —

Véleményünk szerint ennél haladóbban, korszerűbben ma sem lehet írni és emögött aranyfedezatként ott sorakoznak, mint tények tettei, melyek közismertek. Mert „nem az a bölcs, aki sokat tud, hanem az a bölcs, aki sok hasznosat cselekszik”. SEMSEY Andor tevékenysége nem főúri hobbyk sorozata, hanem meggyőződés diktálta cselekedetek. Az utókor, mindnyájunk kötelessége vigyázni, hogy emléke a változó idők sodrában feledésbe ne merüljön. KAZINCZY Gábor megszívlelendő mondását idézzük: „Jaj annak a nemzetnek, melynek a hálára emlékezete nincs.”

CSIKY Gábor

Kitüntetések

PÁLFY József tagtársunkat, a Mérnökgeológia—Építéstudományi Szakosztály vezetőségi tagját, Veszprém Város Tanácsa a közönség érdekében kifejtett érdemes és eredményes

munkája elismerésül, a „Veszprém Pro Urbe” érdemérem arany fokozatával tüntette ki. A kitüntetés a város 1978. november 7-i ünnepségén adták át.

* * *

TOLLMANN, A.: I. Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik; II. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums; III.

Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. Deuticke Verlag Wien 1976.

A három önálló, tematikailag egymást

mégis kiegészítő és az É-i Alpokról átfogó képet adó mű, amelyben a III. kötetet egy negyedik: térkép és szelvénygyűjteményt tartalmazó kötet egészíti ki, a Bécsi Egyetem geológus professzorának, az Alpok mai legjobb ismerőjének szintézise. Az Alpokat régtől fogva klasszikus összehasonlító területnek tekintik szinte az egész világon. Ez az alpi fáciesterület nagy kiterjedésén túlmenően korai jól tanulmányozottságából is fakad. Ilyen vonatkozásban azonban nagyon fontos az is, hogy a hegység képződményei mega- és mikrofaunában általában nagyon gazdagok, rétegtagokban és fáciéseken bővelkednek, így számtalan sztrato-típus, faunazóna és szubzóna definíciója ide kötődik. A szerkezeti típusok sokfélesége pedig az összehasonlító tektonikai vizsgálatok számára típuspéldákat szolgáltat.

A világméretű korrelációs törekvések — főleg a Téthys vonatkozásában az ilyen irányú kutatásoknak új lendületet adtak, s ezek rendkívül sok új eredményt is produkáltak. A könyv ezeket az új eredményeket összegezi a régen megállapított, ma is helytálló tények figyelembevételével.

A mű azonban több egyszerű szintézisnél. Nagyrészt ugyanis a szerző saját kutatási eredményeire épül, ami különösen a triász eredeti fácieseloszlásának rekonstrukciójában és a szerkezeti értelmezésben tűkrögződik. A könyv csaknem kizárólag eredeti, új kép- és ábraanyaga is a modern rétegtani, litológiai, faciológiai szemléletet hangsúlyozza, a mikro-fossziliák nagy mélységű sokoldalú értékelése pedig a legújabb értelmezéseknek ad teret.

A rétegtani és szerkezeti kötetben az alpi fogalmak tiszta definíciója és a három nyelven adott index a más területen analóg képződmények és formák egyértelmű azonosítását, az egységes fogalomhasználatot, egységes nyelv kialakítását is nagy mértékben elősegíti.

A mű tehát a rétegtani és fáciestani korreláció és a szerkezeti értelmezés terén világviszonylatban alapvető alkotás, a hatalmas irodalmat magába foglaló irodalomjegyzéke pedig a részletmunkáknak is biztos bázisa.

DR. VÉGH SÁNDORNÉ

E. FLÜGEL: Fossil Algae. Springer Verlag 1977.

Világirodalmi hiányt pótol a terület legjobb specialistáinak közreműködésével írt

BÁRDOSY György: Karsztbauxitok Bauxittelepek karbonátos kőzeteken Akadémiai Kiadó, Budapest, 1977. 42,4 ív terjedelem, 11 melléklet.

öknnyv, amely az Erlangen — Nürnbergi Egyetem által rendezett első, Fossilis Algae Nemzetközi Szimpózium előadásainak anyagát tartalmazza. Az algák a geo- és biotudományok számára elsősorban a környezetükkel való lényeges kölcsönhatásuk miatt rendkívül jelentősek. A könyvben különös súlyt kaptak ezek a vonatkozások a legmodernebb kutatási koncepciókra alapozottan. A prekambriumtól a jelenkorig valamennyi csoport részletes, komplex elemzésével találkozzunk olyan sokoldalúságában, amit tartalmazgyékszerűen sem lehet röviden ismertetni.

Öslénytani leírást a munka nem tartalmaz, határozókönyvként — kitűnő ábrái ellenére — sem használható. Az algák szerkezetének, ökológiájának, egyedi- és törzsejlődésének, fáciesjelző szerepének és jelentőségének, valamint a környezeti kölcsönhatások elemzésének azonban kitűnő összefoglalása a legújabb eredmények alapján, s ezzel egyben a további vizsgálatok útmutatója is lehet.

DR. VÉGH SÁNDORNÉ

В. Н. Соколов (ред.): Материалии по стратиграфии Шрицбергена. (Ленинград, 1967) Stratigraphy of Spitzbergen — Wetherby (Anglia) 1977.

A nemrégiben angol fordításban is megjelent monográfia két szempontból is figyelemet érdemel. Egyrészt komplexitása példamutató, másrészt a sokszerzős, kollektív munka eredményességét demonstrálja. Nyilván a terület regionális földtanilag érdekes és e mellett ez indította a British Library vezetőségét is arra, hogy közkinccsé tegye a nyugati világban is ezt a művet.

A munka litológiai, rétegtani, ösföldrajzi és öslénytani, szerkezeti feldolgozást tartalmaz a prekambrium-paleozoós, triász és harmad- negyedidőszaki képződményekre vonatkozólag. Ezt kiegészíti a triász kőszénre vonatkozó leírás és a felsőjura-alóskréta doleritek abszolút kormeghatározásának adatai.

A munka eredményei általános jelentőségűek az orto- és parasztratigráfiai korreláció szempontjából.

DR. VÉGH SÁNDORNÉ

A mű nyolc fejezetre tagolva tárgyalja a bauxittelepek osztályozását (1), földtani és rétegtani elterjedését (2), a települési módot (3), a közettani felépítést (4) az ásvá-

nyos összetételt (5), kapcsolatot a terra rossa-sal (6), a tektonikai helyzetet (7) és a genetikai értékelését (8) a karsztbauxitoknak.

Előjáróban azzal kell kezdeni, hogy ennek a műnek a megjelenése igen nagy jelentőségű a hazai földtani szakirodalomban. VADÁSZ Elemér 1951-ben megjelent Bauxitföldtan című munkája óta a hazai és külföldi bauxitkutatás jelentős eredményeket ért el, a kutatások során alkalmazott módszerek intenzív fejlődése pedig szemmel látható minden szakember számára.

Kiemelkedő érdeme a műnek a rendkívül gondos irodalmi feldolgozás, amely minden fejezetet végigkísér, többnyire még a történelmi sorrendhez is tartva magát.

Az első fejezetben megismerkedhetünk a bauxitkutatás legnevesebb szakembereinek bauxitosztályozási nézeteivel. A fejezet végén a szerző bemutatja az általa legjobbnak vélt osztályozást, mely szerint a fekvő szerint különbözteti meg a bauxittelepeket *a)* alumoszilikátos kőzeteken és *b)* karbonátos kőzeteken.

Érdekes csoportosításban találjuk meg a bauxittelepeket földrajzi elterjedésük alapján a második fejezetben. A bauxitövezetek osztályozásánál kitűnik, hogy legnagyobb jelentősége — a legtöbb bauxitkészlettel rendelkező — mediterrán övezetnek van, amelyhez hazánk is tartozik.

A harmadik fejezet a települési módot ismerteti. Ennek során a szerző az alábbi teleptípusokat különíti el, fontossági sorrendben: *a)* mediterrán, *b)* tyimáni, *c)* Kazahsztáni, *d)* ariegei, *e)* salentói, *f)* tulszki; majd ezeknek megfelelően részletezi az egyes típusok telepeit és taglalja a lehetséges kapcsolatokat a fekvő és fedő felé.

A közettani felépítéssel foglalkozik a 4. fejezet, ahol egy új osztályozási rendszert javasol a bauxitokra és ezen belül a karbonátos bauxitfajtákra. Korszerű vizsgálattal alátámasztva ismerteti a szerző a szöveti elemeket és csoportosítja a szövet-típusokat.

Az Ásványos Összetétel c. fejezetben a különböző korból és területekről származó bauxitfajták ásványos összetételét tárgyalja, azok szöveti elemeinek megfelelően. Ennek a fejezetnek részeként — rendszertani sorrendben — leírja mindazon ásványokat, melyeket a szakirodalom eddig közzétett (bár ez az ásványosorsó a korszerűsödő vizsgálati módszerek miatt egyre jobban bővül).

Külön fejezetben foglalkozik a könyv a terra rossa kérdéssel és a telepek tektonikai helyzetével.

A befejező — nyolcadik — fejezetben találjuk meg a genetikai értékelést, melyet korrekten előz meg a szakirodalomban található nézetek összegezése.

A bevezetőben említett irányok mellett

a Karsztbauxitok c. műnek sajnos az a hátránya, hogy az egyes bauxittelepekre vonatkozó adatok nincsenek telepenként összefoglalva, csak táblázatosan a mellékletben. A bauxittípusok geokémiai adatai hiányoznak a könyvből, ezt azonban — a szerző szóbeli közlése alapján — egy külön kötetben szeretné hamarosan sajtó alá rendezni.

Összegezve az ismertetést, kijelenthetjük, hogy ilyen terjedelmű és ennyi adatot tartalmazó korszerű munka már régóta váratott magára mind a hazai, mind a nemzetközi szakirodalomban. Szerzője méltán érdemelte ki a Magyarhoni Földtani Társulat 1978. évi SZABÓ József emlékérmét.

BOGNÁR László

FRIEDMAN, G. M. — SANDERS, J. E.: Principles of Sedimentology (A szedimentológia alapjai), 772 oldal, kb. 500 rajzzal, számos fénykép- és scanning-elektronmikroszkópi felvétellel, valamint táblázattal. John Wiley and Sons Kiadó, New York, Santa Barbara, Chichester, Brisbane, Toronto, 1978.

A szedimentológiai kutatásokban jól ismert szerzők, FRIEDMAN, G. M., a Rensselaer Politechnikai Intézet és SANDERS, J. E., a Columbiiai Egyetem professzora a „Szedimentológia alapjai” c. könyvben a terepi szedimentológia teljes áttekintését adják közre. A szerzők a bevezetőben hangsúlyozzák, hogy a szedimentológia, a geológián belül, az utolsó 30 évben gyors térhódítása mellett erősen differenciálódott. A könyv megírását ez tette lehetővé, de egyben szükségessé is. A szedimentológia eredményeinek kritikai értékelése és áttekintése a geológusok terepi munkájához ad segédeszközt. A könyv a szedimentológia teljes tárgykörét felöleli. Hasznosan egyesíti a mai és a régmúlt üledékképződési környezetek jegeit. Tárgykörét a három, illetve négy dimenzió köré csoportosítja. Negyedik dimenzióznak az időt tekintik. Kapcsolatot teremt a szedimentológia felszíni és felszín alatti (fúrási tevékenység során szerzett információk) kutatási módszerei között. Szerencsésen egyesíti a szerzők igen gazdag saját kutatási és a nemzetközi szedimentológiai kutatási eredményeket.

A könyv hat részre, 14 fejezetre és további öt „kiegészítő” (A—D fejezetre) oszlik. Mindezt jelentős eredeti definíciókat tartalmazó szójegyzék, gazdag irodalomjegyzék és betűrendes tárgymutató egészíti ki.

Az I. rész a szedimentológia fogalmával és kialakulásával, a II. rész a szedimentológia felosztásával és különböző részeinek jellemzőivel foglalkozik. A III. rész a szedimentológiai folyamatokat tárgyalja. Ezen

belül a 4—6. fejezet a fizikai, biológiai és kémiai folyamatokat, valamint az üledékek közötti választást írja le. A IV. rész az üledékes kőzetek osztályozását és nevezékát ismerteti a genetikai kapcsolatok hangsúlyozásával. Az V. rész a mai üledékképződési környezeteket tárgyalja és azt, hogy ott milyen kőzetek keletkeznek. Az V. részen belül a 8. fejezet a sivatagi, szemiárid és a folyóvízi, a 9. fejezet pedig a tavi és a glaciális, tehát a szárazföldi üledékképződési környezetekre vonatkozó ismereteket összegezi. A 10—11. fejezet a tengerparti, végül a 12. fejezet a tengeri üledékképződési környezetek jellemzőit mutatja be.

A VI. rész 13. fejezete a faciesek és rétegsorok felismerésével és a korrelációval, a 14. fejezet pedig az üledékes kőzetek és a tektonikus mozgások, valamint az üledékképződés és a lemeztektonikai kutatási eredmények összefüggéseivel foglalkozik.

Az A—E kiegészítő fejezet a legfontosabb üledékképződési környezetek magasabb szintű elméleti, matematikai alapjait nyújtja úgy, hogy közben számos ismert konkrét üledékképződési példát hoz fel. Az A fejezet a hullámmással és a hullámmás által létrehozott üledékekkel, a tengerparti hullámmási övekkel, a B fejezet a delták üledékképződésével foglalkozik. A C fejezet a vízalatti gravitációs mozgási folyamatokat, a turbiditákat írja le. A D fejezet a víz körforgását, az evaporizációt, a nagyobb medencék víz körforgását és pangását, végül az E fejezet az árapályt és az árapály-üledékeket ismerteti.

A könyv minden olyan szakember számára nagyon hasznos, aki munkája során üledékes kőzetekkel foglalkozik, de fejezetei közül sok példaként szolgálhat az egyetemi oktatásban is.

DR. MOLNÁR Béla

KRINSLEY, D. H.—DOORNKAMP, J. C.: Kvarchomokszemcsék felületi szerkezetének atlasza (Atlas of quartz sand surface textures). 1 ábrával, 21 kisméretű és 124 nagyalakú scanning-elektronmikroszkópi felvétellel. Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press London, 1973.

A könyv mint látható már korábban megjelent. A JATE Földtani és Öslénytani Tanszéke azonban, csak a tanszék új szedimentológiai kutatási profiljának kialakítá-

sa kapcsán rendelte azt meg. A könyv most megérkezett, és mivel Magyarországon eddig még nem ismertették, úgy gondoltuk, érdemes a figyelmet felhívni rá.

A modern szedimentológiai kutatásokban a műszeres vizsgálatoknak egyre nagyobb a jelentősége. A szerzők ezt felismerve gyűjtötték össze az eddigi, elsősorban kvarcsemcsékre vonatkozó scanning-elektronmikroszkópos vizsgálati tapasztalatukat.

A törmelékes üledék és a mállási folyamat tanulmányozásában a homokszemcsék felületének scanning-elektronmikroszkópos vizsgálatát relative nem régóta használják. E sajátos módszer lehetővé teszi a különböző üledékképződési környezetek felismerését. Jól elkülöníthetők a homokszemcsék víz alatt, szél útján és glaciális hatásokra kialakult felületei, a szemcsék felületén lejártszódó oldási és kicsapódási folyamatok.

A könyv a fontosabb szemcsé felületi-pusok szöveges leírását és fényképfelvételeit tartalmazza. Két fejezetre tagolódik. Az első fejezet a scanning-elektronmikroszkóp működésének elvével, mérési tartományával foglalkozik, majd kitér a preparátumkészítés módjára, a kvarc szemcséfelületek értékelésére. Ismerteti a kiindulási anyag, a diagenézis, a glaciális, a víz alatti, a két utóbbi folyamat kombinációja, az eolikus és az erős kémiai hatást gyakorló környezetek homokszemcsékre kifejtett hatását és a kísérletileg előállított szemcséfelületeket. Végül a legfontosabb üledékképződési környezetek által kialakított felület-típusokat adja meg, és azt, hogy a második rész felvételei közül melyek azok, amelyek ugyanezen típusokba tartoznak.

A második rész a különböző lelőhelyekről származó kiindulási, diagenetikus, glaciális, lösz, víz alatti, glaciális és víz alatti együttes folyamat, eolikus, erős kémiai hatást gyakorló üledékképződési környezetek által létrehozott, valamint a kísérletileg előállított kvarcsemcsé felületitípusok 124 nagyméretű scanning-elektronmikroszkópos fényképfelvételeit mutatja be. Ezek a fényképek egyben kiindulási és összehasonlítási alapot, valamint kulcsot adnak a különböző üledékképződési környezetek, tehát faciesek felismeréséhez. A könyv bő irodalomjegyzéket is tartalmaz.

DR. MOLNÁR Béla

TÁRSULATI ÜGYEK

A Magyarhoni Földtani Társulat 1978 október—december havi ülősszakán elhangzott előadások

Október 2. Mérnökgeológia-Építésföldtani- és a Magyar Hidrológiai Társaság Vízépítőipari Szakosztályának közös rendezésű előadölése

Elnök: BOGNÁR Győző

GRESCHIK Gyula: Nagyvastagságú vízáteresztő talajréteg tervezett mélységig történő vízzáróvá tétele

Vita: Szilvássy Z., Regele Z., Bognár Gy., Greschik Gy.

Résztevők száma: 66 fő

Október 4—6. Dél-tiszántúli Vándorgyűlés

DANK Viktor: Elnöki megnyitó

SOMFAI Attila: Új szénhidrogénföldtani eredményeink, az információszerzés módszereinek fejlődése

RÓNAI András: Komplex földtani térképezés a Dél-Tiszántúlon

KURUCZ Béla: A dél-Tiszántúl mezozoikum

SZÉLES MARGIT: A Tiszántúl déli részének pannóniai képződményei

VÖLGYI László: Mélymedencéink kutatásának új geotermikus migrációs modellje

JENEYNE JAMBRIK ROZÁLIA: Békés megyeivíz-beszerzési lehetőségei

GALBÁCS Zoltán—KASZAB Imre—ZENTAY Tibor: Ivóvizek vízminőség-vizsgálata Békés megye területén — különös tekintettel a metán-tartalomra

Az OKGT NKFFÜ orosházi szállójában tartott plenáris ülőst élénk vita, majd Gyopárosfürdőn, az üveggyári üdőlőben közös baráti vacsora követte. A vándorgyűlés tanulmányi kirándulását Orosháza—Gyula—Vésztő—Endrőd—Szarvas útvonalon KURUCZ Béla, FRANYÓ Frigyes és HEGEDÜS B. Ferenc vezette.

Résztevők száma: 107 fő

Október 9. Ásványtan-Geokémiai Szakosztály vezetőségi ülőse

Elnök: KISS János

Napirend: 1. Az 1979. évi munkaterv, 2. A nemzetközi ásványtani szervezettel (IMA) kapcsolat tennivalók, 3. Egyéb

Résztevők száma: 6 fő

Október 9. Agyagásványtani- és Ásványtan-Geokémiai Szakosztály közös rendezésű előadölése

Elnök: KISS János

KÁKAY SZABÓ ORSOLYA: A mauritizit, egy vasdús szaponit, újravizsgálata

Vita: Barátosi J., Takáts T., Dódonv I., Várhegyi Gy., Sztrókay K., Klespitz J., Kákay Szabó O.

Résztevők száma: 23 fő

Október 10. Ifjúsági Bizottság vezetőségi ülőse

Elnök: DÓDONV István

Napirend: 1979. évi munkaterv

Résztevők száma: 4 fő

Október 11. Őslénytan-Rétegtani Szakosztály előadölése

Elnök: KECSKEMÉTI Tibor

KOVÁCS Sándor: A Dél-Gömőri Alsóhegy magyarországi részének földtana

BÉRCZINE MAKK ANIKÓ: Szilvágyi mezozoós mikrobiotáfáciesek

ORAVECZNE SCHEFFER ANNA: Pelágikus krinoidea-maradványok dunántúli karni képződményekből

Vita: Balogh K., Müller P., Knaueráé Gellai M., Kovács S. Bérczine Makk A., Oraveczné Scheffer A., Bérczi I., Kecskeméti T.

Résztevők száma: 28 fő

Október 16. Tudománytörténeti Szakosztály vezetőségi ülőse

Elnök: ALLODIATORIS IRMA

Napirend: Az 1979. évi munkaterv

Résztevők száma: 7 fő

Október 16. Tudománytörténeti Szakosztály előadölése

Elnök: ALLODIATORIS IRMA

JASKÓ Sándor: 50 éve hunyt el Telegdi Roth Lajos

BIDLÓ Gábor: Emlékezés Tokodi Lászlóra születésének 80. évfordulóján

Résztevők száma: 17 fő

Október 18. Általános Földtani Szakosztály előadói ülése

Elnök: KÖRÖSSY László

Mészáros József: Mangánércutatók szerkezetföldtani és geofizikai módszerekkel

Vita: Bognár L., Jámor A., Siposs Z., Galács A., Körössy L., Mészáros J.

Résztevők száma: 16 fő

Október 23. Ásványtan-Geokémiai Szakosztály előadói ülése

Elnök: SZEMETHY ANDREA

BOGNÁR László—DONÁTH ÉVA—KISS János—KUBOVICS Imre: Az IMA kongresszus (Novoszibirszk) tapasztalatai és eredményei

Vita: Bondor L., Sztrókay K., Szemethy A.

Résztevők száma: 33 fő

Október 30. Elnökségi ülés

Elnök: DANK Viktor

Napirend: 1. Az 1979. évi munkaterv, nemzetközi konferenciák, 2. Kiadványok kérdése, 3. Gazdálkodás — megbízások munkák, 4. Egyéb

Résztevők száma: 4 fő

Október 30. Földtani Közlöny szerkesztői bizottságának ülése

Elnök: DANK Viktor

Résztevők száma: 5 fő

Október 30. Agyagásványtani Szeminárium

Elnök: BIDLÓ Gábor

Téma: Illetek (ismerteti VICZIÁN István)

Résztevők száma: 16 fő

Október 31. Ásványgyűjtők Klubja.

Az ELTE Ásványtani Tanszékének gyűjteményét ismertette és bemutatta KISS János tszv. egyetemi tanár.

Résztevők száma: 28 fő

November 8. Nemzetközi Kapcsolatok Bizottságának ülése

Elnök: ALFÖLDI László

Tárgy: Az 1979. évi szakmai konferenciák

Résztevők száma: 4 fő

November 9—10. „Ősföldrajzi Anketé” az Általános Földtani- és az Őslénytani-Rétegtani Szakosztály közös rendezésében

DANK Viktor: Elnöki megnyitó

KASSAI Miklós: A Dunántúl perm-végi ősföldrajzi rekonstrukciója és hasonlításai az alpi, a szlovákiai és a bihari területekkel

KOVÁCS Sándor: A triász hallstatti mészkő fácies ősföldrajzi jelentősége az észak-alpi fáciesrégióban

SZABÓ János: Alsó- és középsőjura gastropoda-zoogeográfia a Nyugati Tethys-regióban

VÖRÖS Attila: Liász és dogger brachiopoda-provinciák a Nyugati Tethysben

K. GELLAI MÁRIA—KNAUER JÓZSEF—TÓTH KÁLMÁN: A fekvő ösdomborzat leképezésének lehetőségei a fedőképződmény fáziselemzésével

DUDICH Endre—KOPEK Gábor: A Bakony és környéke eocén ősföldrajzában vizsgálata

KECSKEMÉTI Tibor: A Bakony-hegységi Nummulites-fauna paleo-biogeográfiai áttekintése

MONOSTORI Miklós: Ostracoda együttesek paleobiogeográfiai jelentősége

BÁLDI Tamás: Az Eoparatethys története

HÁMOR Géza: Az észak-magyarországi felsőoligocén-miocén ősföldrajzi térképei

JASKÓ Sándor: Az infraoligocén denudáció nyomai a Budai-hegységben

KÖRÖSSY László: A Kárpát-medence belsejének miocén ősföldrajza és fejlődéstörténete

JASKÓ Sándor: Az éghajlatváltozások hatása a neogén kősz- és kőszénképződésre
POGÁCSÁS György: Neogén korú mélymedencéink fejlődéstörténetének modellje felszíni geofizikai mérések alapján

MÜLLER Pál: A Paratethys középső-miocén Decapoda faunáinak indo-nyugatpacificus jellege

JÁMOR Áron: Sziget-hegységeink környékének jellemző pannóniai faciéstípusai és ősföldrajzi jelentőségük

RÉVÉSZ István: Az Algyő-2 telep földtani felépítése, üledékföldtani heterogenitása és ősföldrajzi viszonyai

HEVESI Attila: A Bükk fejlődéstörténeti és ősföldrajzi vázlata

KORDOS László: Az Esztramos és a Felső-Bodvavölgy pliocén—pleisztocén ősföldrajzi rekonstrukciója

KORDOS László: Közép-Európa holocén paleoklimája a „pocok hőmérő” módszer alkalmazásával

Vita: Dank V., Balogh K., Jantsky B., Bartók L., Báldi T., Jaskó S., Müller P., Végh Sné, Haas J., Knauer J., Kopec G., Monostori M., Dudich E., Kecske-méti T., Tóth K., Varga Gy., Kovács S., Hámor G., Körössy L.

Résztevők száma: 150 fő

November 13. Agyagásványtani Szakosztály vezetőségi ülése

Elnök: VÁRJU Gyula

Napirend: 1. Az 1979. évi kaolin-szimpozium tanulmányútja, 2. Az 1980. évi agyagkonferencia előkészítése, 3. A Földtani Közlöny Agyagásvány-füzetének összeállítása, 4. Egyéb

Résztevők száma: 7 fő

November 13. Agyagásványtani Szakosztály előadóülése

Elnök: VARJU Gyula

VARJU Mihály: Beszámoló az AIPEA orfiori nemzetközi kongresszusáról

RISCHÁK Géza—SZENDREI Géza: Beszámoló a Prágában tartott „Agyagásványok és talajtermékenység” c. nemzetközi szimpóziumról

Vita: Rischák G., Juhász Z., Varju M., Takáts T.

Résztevők száma: 14 fő

November 15. Mérnökgeológia-Építésföldtani Szakosztály előadóülése

Elnök: KERTÉSZ Pál

GRUNERT, S. (NDK): Az elbai homokkővek kőzetfizikai jellemzői és építőipari felhasználhatóságuk

Résztevők száma: 17 fő

November 20. Ásványtan-Geokémiai Szakosztály előadóülése

Elnök: KISS János

BRUCKERNÉ WEIN ALIZ—VETŐ István: Üllési-dorozmai szénhidrogéntároló szerkezetek szerves geokémiája

PÉCSINÉ DONÁTH ÉVA—BOGNÁR László: Hazai agyagos kőzetek összehasonlító geokémiai vizsgálata

Vita: Dudich E., Kiss J., Sajgó Cs., Koncz I., Horváth Z., Bidló G., Gatter I., Brucknerné Wein A., Bognár L.

Résztevők száma: 21 fő

November 21. Kerekasztal-megbeszélés az Ásványtan-Geokémiai Szakosztály rendezésében.

Téma: A kirunai vasérc. Előadó: PARÁK Tibor (Svédország)

Résztevők száma: 16 fő

November 21. Szénközettani Munkabizottság előadóülése

Téma: A szén geomikrobiológiájának néhány kérdése (néhai SZOLNOKI János kutatásait összeállította és ismertette BÁNHEGYI István)

Résztevők száma: 9 fő

November 24. Választmányi ülés

Elnök: DANK Viktor

Napirend: 1. Beszámoló az elmúlt időszakról, az elnökségi bizottságok személyi összetételének ismertetése, tájékoztatás az 1978. évi külföldi kiküldetésekről, 2. Az 1979. évi társulati program, 3. Egyéb ügyek, javaslatok

Résztevők száma: 42 fő

November 27. Mérnökgeológia-Építésföldtani Szakosztály vezetőségi ülése

Elnök: JUHÁSZ József

Napirend: 1. Tájékoztató a folyamatban levő és az 1979. évi munkatervvel kapcsolatos teendőkről, 2. Mérnökgeológiai Szemle anyaga, 3. Egyéb kérdések

Résztevők száma: 5 fő

November 27. Mérnökgeológia-Építésföldtani Szakosztály előadóülése

Elnök: JUHÁSZ József

SZLABÓCZKY Pál: Fúrási rétegsorok építés- és nyersanyagtechnológiai összedolgozása

A hosszantartó és élénk vitában 4 fő vett részt

Résztevők száma: 11 fő

November 29. Általános Földtani Szakosztály előadóülése

Elnök: KÖRÖSSY László

BALLA Zoltán—CSONGRÁDI Jenő—HAVAS László—KORPÁS László: Abszolút koradatok értelmezési lehetőségei a Börzsonyban

Vita: Dienes I., Balogh Kadosa, Balla Z.

Résztevők száma: 17 fő

December 3. Országos cserebörze az Ásványgyűjtők Klubja és a TIT Természettudományi Studio Ásványbarátok Köre közös rendezésében

A Társulat részéről VÁRHEGYI Győző, a TIT nevében BALÁZS Endre nyitotta meg az ásványbörzét, melyen 32 hazai és 3 külföldi gyűjtő állította ki ásványait.

A látogatók létszáma 230 fő volt.

December 4. Agyagásványtani Szakosztály előadóülése

Elnök: VARJU Gyula

UDVARDI Miklós—LENKEI MÁRIA: Új fázisok a finomkerámiai kaolinokban alkalmazott hő- és kémiai kezelés hatására

Vita: Szántó F., Varjú Gy., Tóth M., Tasnádi N., Dódy I., Viczián I., Udvardi M.

Résztevők száma: 21 fő

December 5. Agyagásványtani Szeminárium

Elnök: VICZIÁN István

Téma: Kaolinit csoport, előadó: TÓTH MÁRIA

Résztevők száma: 12 fő

December 6. Általános Földtani Szakosztály előadóülése

Elnök: KÖRÖSSY László

JANTSKY Béla—CSEREPESNÉ MESZÉNA BERNADETTE: Beszámoló a Kolozsvárott tartott prekambriumi kongresszus plenáris üléséről

Vita: Reich L., Szepesházy K., Körössy L., Jantsky B.

Résztevők száma: 16 fő

December 11. Ásványtan-Geokémiai Szakosztály előadói ülése

Elnök: KISS János

LELKESNÉ FELVÁRI GYÖNGYI: A Balaton-vonal metamorf kőzetei nyomásviszonyainak vizsgálata

NAGY Béla: Beszámoló a IAGOD V. szimpóziumáról és az ehhez kapcsolódó szakmai kirándulásokról (Utah, Nevada)

Vita: Árkai P., Kiss J., Felvári Gy., Gatter I., Nagy B.

Résztevők száma: 21 fő

December 12. Mérnökgeológia-Építésföldtani Szakosztály klubestje

Elnök: VITÁLIS György

A klubesten FODOR TAMÁSNÉ és KERTÉSZ Pál a madridi kongresszusról; HORVÁTH Zoltán, KLEB Béla, JÓZSA Gábor s BOROS Jenő a szlovákiai felszínmozgásokról tartott beszámolót.

Vita: Kertész P., Kleb B., Vitális Gy.

Résztevők száma: 21 fő

December 13. Őslénytan-Rétegtani Szakosztály előadói ülése

Elnök: KECSKEMÉTI Tibor

GÉCZY Barnabás: A kihalt törzsek problémája (Az őslénytan újabb eredményei II.)

MONOSTORI Miklós: A prekambriumi élet (Az őslénytan újabb eredményei III.)

BOHNÉ HAYAS MARGIT—KECSKEMÉTI NÉ KÖRMENTI ANNA—KROLOPP Endre: Fosszilis molluszka-héjak elektronmikroszkópos vizsgálata (bejelentés)

Vita: Jánossy D., Müller P., Horváth A., Knauer J., Szőőr Gy., Géczy B., Monostori M., Krolopp E., Kecskeméti T.

Résztevők száma: 46 fő

December 18. Tudománytörténeti Szakosztály vezetőségi ülése

Elnök: ALLODIATORIS IRMA

Napirend: 1. Az 1979. I. f. é. program,

2. Évkönyv anyagának összeállítása.

Résztevők száma: 9 fő

December 18. Tudománytörténeti Szakosztály klubestje

Elnök: ALLODIATORIS IRMA

FEJÉR Leontin: Egy magyar geológus könyvtára a századfordulón (Megemlékezés PETHŐ Gyuláról halálának 75. évfordulóján)

CSIKY Gábor: Beszámoló és megemlékezések az 1978. évről

DUDICH Endre—PÓKA TERÉZ—CSIKY Gábor: Beszámoló a VIII. INHIGEO szimpóziumról (Münster-Bonn, 1978. szept. hó)

Résztevők száma: 18 fő

A Magyarhoni Földtani Társulat Alföldi Területi Szervezete 1978 október—december havi ülésszakán elhangzott előadások*Október 5. Vezetőségi ülés*

Elnök: SOMFAI Attila

Napirend: 1. Az 1979. évi munkaterv és költségvetés, 2. Folyó ügyek

Résztevők száma: 6 fő

Október 18. Vezetőségi ülés

Elnök: SOMFAI Attila

Napirend: 1. Felmérés a geológus szakember-ellátottságról, 2. Folyó ügyek

Résztevők száma: 8 fő

Október 18. Előadói ülése

Elnök: MEZŐSI József

MOLNÁR Béla: Pliocén-pleisztocén határkérdés a Nagyalföldön

SZEDERKÉNYI Tibor—HAJDU Dénes—VÖLGYI László: Néhány jellemző Duna—Tisza-közi földtani szelvény bemutatása

Vita: Mezősi J., Molnár B., Széles M., Pap S., Szentgyörgyi K., Hajdu D.

Résztevők száma: 35 fő

November 23. „Pannon Anké” Szolnokon

Elnök: MEZŐSI József

GAJDOS István—PAP Sándor—SOMFAI Attila—VÖLGYI László: Az Alföld pannóniai képződményei litosztratigráfiai egységei

SZALAY Árpád—SZÉLES MARGIT—SZENTGYÖRGYI Károly: A pannon medence pliocén összletének litosztratigráfiai tagolása

MAGYAR László: Adatok a dél-alföldi pannóniai kifejlődések tagolásához

Vita: Szili Gy., Pap S., Jámbor Á., Strausz L., Somfai A., Révész I., Völgyi L., Gajdos I., Széles M., Valcz Gy., Mucsi M., Szalay Á., Magyar L., Tanács J., Szentgyörgyi K.

Résztevők száma: 37 fő

December 20. Klubnap

Elnök: MOLNÁR Béla

SZEDERKÉNYI Tibor: Földtani-közzettani tanulmányút az Erdélyi Sziget-hegységben

Az előadás után ZENTAY Tibor titkár beszámolt a szervezet 1978. évi tevékenységéről és ismertette az 1979. évi munkatervet

Résztevők száma: 27 fő

A Magyarhoni Földtani Társulat Budapesti Területi Szervezete 1978 október – december havi ülésszakán elhangzott előadások

Október 25. Előadóülés

Elnök: VÉGH SÁNDORNÉ

RAKOVITS Zoltán: Beregovo és Begáry térségében végzett földtani kutatások

Vita: Jantsky B., Papp P., Végh Sné, Rakovits Z.

Résztvevők száma: 14 fő

November 22. Előadóülés

Elnök: Kiss János

KÓSA László: Hazai gránitok U tartalma
JANTSKY Béla: A pannóniai medence praekambriumi aljzatának korrelációs vizsgálata

Vita: Jantsky B., Nagydiósy S., Kiss J., Elsholtz L., Kósa L.

Résztvevők száma: 17 fő

A Magyarhoni Földtani Társulat Dél-dunántúli Területi Szervezete 1978 október – december havi ülésszakán elhangzott előadások

Október 17. Vezetőségi ülés

Elnök: KOVÁCS Endre

Napirend: 1. Az 1978. évi rendezvények pontosítása, 1979. évi munkaterv, 2. Egyéb ügyek

Résztvevők száma: 6 fő

Október 27. Előadóülés

Elnök: BARABÁS Andor

BARABÁSNÉ STUHL ÁGNES: A mecseki alsótriász palynológiai vizsgálata – különös tekintettel a perm-triász határ kérdésére

PÁL István: A zobáki aknák mélyítésével kapcsolatos problémák

Vita: Bóna J., Pólai Gy., Pordán S., Barabás A., Kósa L., Kovács Mné, Hegyi J., Érdi-Krausz G., Pál I., Kiss J., Lipi I.

Résztvevők száma: 31 fő

November 14. Előadóülés a Fúrástechnikai és Kutatásmódszertani Szakosztály rendezésében

Elnök: Kovács Endre

BUDA Ernő: A szénhidrogénkutató és feltáró fúrák mélyítése és kivizsgálása során fellépő műszaki balesetek elhárításának tapasztalatai

FÁBIÁNCICS László: A mélyfúrási geofizika fejlesztésének célkitűzései

Vita: Várhegyi P., Buda E., Platschek S., Kovács E., Fábiáncics L.

Résztvevők száma: 33 fő

November 28–29. „A földtan szerepe és feladatai Baranya megye és Dél-Dunántúl fejlődésében” tárgyú gazdaságföldtani ankét

Elnök: Tóka Jenő ill. DÁNYI Pál

KASSAI Miklós: A földtani kutatás szerepe és feladatai a dél-dunántúli régióban a 2000. év elvárásainak tükrében

BARDÓCZ Béla – NÉMETH Gusztáv: A dél-dunántúli szénhidrogén-kutatások helyzete és feladatai

BARABÁS Andor: A MÉV feladatai a hazai energiatermelés biztosítása érdekében

KOVÁCS Endre: A Máza Dél–Váralja Dél szénkutatási terület gazdasági jelentősége a mecseki szénbányászat és a koksztértermelés szempontjából

BOHN Péter: Baranya megye természeti erőforrásai feltárásának gazdasági vonatkozásai az elmúlt húsz évben és a jövő perspektívái

PÓLAI György: A mecseki külfejtések szénkutatások gazdasági jelentősége a pécsi távhőellátás biztosításában

SOMSSICHNÉ LÉDECZI ERZSÉBET:

A OFKFPV kutatási tevékenysége a Dél-Dunántúl területén

KASSAI Miklós – TÓTH István: A dél-dunántúli régió építőipari alapanyag potenciálja és a fejlesztés távlatai

RÓNAKI László: Karszt hidrogeológiai kutatások szerepe és feladatai a Pécs-baranyai regio karsztvízbázisának védelmében és aktív felhasználásában

BUNYEVÁCZ József – VARGA János:

A földtani adatrendszerek helye és szerepe a Pécsi Tervező V. környezetfejlesztési terében

HETÉNYI Rudolf – CHIKÁN Géza: A pécsi mérnökeológiai szempontú földtani térképezés gazdasági jelentősége

SOÓS JÓZSEFNÉ: A geológia szerepe a környezetvédelem hulladékelhelyezési, vízvédelmi témakörében, konkrét, kidolgozott esetek kapcsán (Pécs, Tolna m., Balaton déli part)

VÁRSZEGI Károly: Alapozó geológiai szakvélemények a településfejlesztési koncepciók és egyéb fejlesztési irányok kijelölésénél

SZLABÓCZKY Pál – SZILÁGYI Tibor:

A komlóli andezitbánya gazdaságföldtani jelentősége

MACH Péter: Az építőipari alapanyag és egyéb ásványi nyersanyagok gazdasági értékelése a területi tervezés érdekében

Vita: Kovács E., Pólai Gy., Somogyi J., Berényi Üveges I., Tóka J., Németh G., Barabás A., Somssich Lné, Hőnig Gy., Kas-

sai M., Szlabóczky P., Lipi I., Rónaki L., Chikán G.

A másfélnapos ankét zárszavát első nap DÁNYI Pál, második napon TÓKA Jenő tartotta meg.

Résztvevők száma: 86 ill. 68 fő

December 20. Kerekasztal-értekezlet az OMBKE Mecsekalkjai Csoportjával közös rendezésben

Elnök: BARABÁS Andor

A Magyarhoni Földtani Társulat Észak-magyarországi Területi Szervezete 1978 október—december havi ülészakán elhangzott előadások

Október 5. Előadóiülés

Elnök: POJÁK Tibor

VARGA Gyula: Újabb adatok a Dél-bükki összest tufák, ignimbritek ismeretéhez

KOSSUTH GÁBORNÉ—HEGEDŰS Béla: Magyarországi szénfelelések redox viszonyainak tanulmányozása

HARNOS János: Geofizikai mérések eredményei a rudabányai hegységben

Résztvevők száma: 21 fő

Október 26. Tanulmányút Miskolc—Mecses—Rakacszend—Rakaca—Krasznokvajda—Encs—Miskolc útvonalon

A Darnó-vonalra eső langyosvíz-feltárás hidrogeológiai viszonyait SZLABÓCZKY Pál, a Rakacszend környéki devon alapszélvénnyel KÉRI János s az ÉK-i medenceperem lignitkutató alapszélvénnyel valamint a Szalaszend-Fáji fűrészek csonkított rétegsorát GODA Lajos ismertette.

Résztvevők száma: 35 fő

November 30. Vezetőségi ülés

Elnök: BAKSA Csaba

Téma: Az ásványvagyon-védelem időszériú kérdései

Vitaindító előadást tartott MACH Péter és SZÉKELY Gábor, a vitában részt vettek: SZOMOLÁNYI Gy., BARABÁS A., BODROGI F., KASSAI M., MACH P., MIKOLAY I., SZÉKELY G., VIRÁGH K., KÖVÁRI J. MOSER K., KOVÁCS E.

Résztvevők száma: 18 fő

Napirend: 1. Pályázatok értékelése, 2. Egyéb folyó ügyek

Résztvevők száma: 8 fő

November 30. Előadóiülés

Elnök: BAKSA Csaba

GA SZTONI ÉVA—SZABÓ MÁRIA: Darnói térképezési tapasztalatok

LATRÁN Béla: Újabb földtani megfigyelések a Bükki-hegység ÉNy-i előterében

Vita: Hámor G., Baksa Cs., Zelenka T., Goda L., Gasztoni É., Latrán B.

Résztvevők száma: 31 fő

December 7. Klubnap

Elnök: JURÁSZ András

MAJOROS LÁSZLÓNÉ titkári beszámolója után kihírdették az 1978. évi pályázatok eredményét, ahol I. díjat GODA Lajos, II. díjat GRILL József, III. díjat MOLNÁR Dezső nyert. További három dolgozat jutalomban részesült. A klubnapot BÖCKER Tivadar libiai élménybeszámolója zárta.

Résztvevők száma: 28 fő

A Magyarhoni Földtani Társulat Közép- és Észak-dunántúli Területi Szervezete 1978 október—december havi ülészakán elhangzott előadások

Október 5. Vezetőségi ülés

Elnök: KNAUER József

Napirend: 1. Titkári beszámoló, 2. A geológusképzéssel kapcsolatos kérdések, 3. Egyéb folyamatban levő ügyek

Résztvevők száma: 9 fő

Október 5. Előadóiülés

Elnök: KNAUER József ill. SZABÓ Zoltán

VICZIÁN István: A közép-dunántúli jura agyagásványai (az 1977. évi pályázaton I. díjat nyert értekezés)

SZANTNER Ferenc—KÁROLY Gyula—R. SZABÓ István—KNAUER József: A Bau-xitkutató V. dunántúli-középhegységi mélyföldtani térképsorozatának jelentősége a bauxitkutatásban

KNAUER József: A Bakonyjákó-Nagytevel-Bakonybél reménybeli bauxitterület előkutatási programjának bemutatása; kutatási célok a földtani felépítés függvényében

TÓTH Pál—R. SZABÓ István: A hazai alumíniumipari nyersanyagbázis készletelésének földtani és technológiai lehetőségei

SZANTNER Ferenc—KNAUER József—KÁROLY Gyula—TÓTH Álmós—NYERGES Lajos: A magyarországi karszt-bauxittelepek kutatásának legújabb eredményei, a települési típus függvényében alkalmazott földtani és geofizikai kutatási módszerek (az ICSOBA IV. kongresszusán bemutatandó előadás anyaga)

SZÓTS András: Az Iszkaszentgyörgy-É

felderítő bauxitkutatási program bemutatása; a programkészítés kapcsán nyert neogén rétegtani és ősföldrajzi adatok

Vita: Szabó E., Bárdossy Gy., Szabó Z., Császár G., Knauer J., Viczián I., R. Szabó I., Károly Gy., Péter Z., Posgay K., Biró B., Tóth A., Bernhardt B. Szóts A.

Résztevők száma: 40 fő

Október 31. Előadókülés

Elnök: KNAUER József ill. MOLNÁR Pál
FODOR Béla: Az ásványi nyersanyagok információs rendszere kialakításának és továbbfejlesztésének szempontjai

LENGYEL VILMOSNÉ—MOLNÁR Pál: Kutatófúrások földtani adatainak számítógépes adattárolási rendszere s az iharkúti bauxitelfordulás kiértékelésének eredményei, tapasztalatai

SZANTNER Ferenc—SZABÓ Elemér: Bevezetés a gánti bauxitterület tektonikai viszonyaiiba

Vita: Mindszenty A., Molnár P., Knauer J., R. Szabó I., Nyerges L., Szabó E., Károly Gy., Erdélyi T., Brokés F., Fodor B., G. Tóth Zs., Bartha I., Szóts A.

Résztevők száma: 31 fő

November 14. Előadókülés

Elnök: KNAUER József

KORPÁS László: Néhány adat a Középdunántúli Középhegység felsőtriász képződményeinek rétegtanához (bejelentés)

BÁRDOSY György: Jamaicai útibeszmoló

Vita: Szabó E., Mátéfi T., Knauer J., R. Szabó I., Kerekesné Tüske M., Korpás L., Jónás K., Molnár P., Károly Gy., Mindszenty A., Péter Z., Bárdossy Gy.

Résztevők száma: 23 fő

December 14. Az Országos Földtani Kutató Fúró V. szakmai napja Várpalotán

Elnök: FALUSI István, SOMSSICH LÁSZLÓNÉ, KNAUER József

FALUSI István: Megnyitó

DUNASZEGI Ferenc—TIMA ZSUZSA: Tájékoztató a Dunántúli Üzemzetőség földtani-műszaki tevékenységéről

SZILÁGYI Albert: A geológiai munka üzemi szervezésének dialektikus követelményei és a valóság

SINÓROS SZABÓ Loránd: A földtani kutatófúrások korszerű kivitelezéséről

HEGEDŰS Gyula: Az É-somogyi lignitkutatás értékelése

CSAJÁGI ZSUZSA: A dunántúli lignitkutatási program gazdasági jelentősége

REGŐS Pál: A toronyi lignitkutatással kapcsolatos újabb geofizikai módszerek és eredmények

PALOTÁS Andor—TIMA ZSUZSA: A Márkus-hegyi lejtakna geoműszaki szelvényének gyakorlati alkalmazása (felkért hozzászóló: GONDOZÓ György)

VILLÁM ERZSÉBET: A budapesti metro kutatófúrásainak építésföldtani célú feldolgozása

SZLABÓCZKY Pál: Telérbazalt a sümegi Sarvaly-hegyen

DOROGI József: A Hévíz környéki termálvíz kutatás geofizikai eredményei

Vita: Falusi I., Várhegyi P., Soóki I., Károly Gy., Fábiáncsics L., Knauer J., Bubics I., Jámbor Á., Kaszanitzky F., Dunaszegi F., Timá Zs., Kovács E., Regős P., Szilágyi A., Somssich Lné, Muschitz J., Hegedűs Gy., Dorogi J., Palotás A., Csajági Zs., Nardai Z., Sinóros Szabó L., Villám E., Szlabóczky P., Dorogi J.

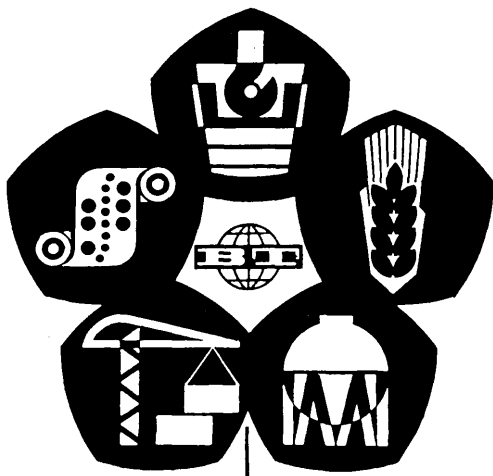
Résztevők száma: 129 fő

A kiadásért felel az Akadémiai Kiadó igazgatója

Műszaki szerkesztő: Sándor István

A kézirat nyomdába érkezett: 1979. III. 29. — Terjedelem: 13,3 (A/5 iv)
79.7014 Akadémiai Nyomda, Budapest — Felelős vezető: Bernát György

"V/O VNESHTECHNIKA"



A KÜLFÖLDI MŰSZAKI-TUDOMÁNYOS CSERÉKET LEBONYOLÍTÓ ÖSSZ-SZÖVETSÉGI EGYESÜLÉS

segítséget nyújt a szovjet és külföldi tudományos, kutató tervező-szerkesztő és technológiai-tervező intézeteknek, iparvállalatoknak és cégeknek a műszaki-tudományos együttműködés megvalósításával kapcsolatos kereskedelmi, szállítmányozási és jogi kérdésekben az alábbi témakörökben:

- közös, illetve egyedi megrendelésre elkészített tudományos, kutató, tervező-szerkesztő és technológiai-tervező munkák kivitelezése;
- szovjet és külföldi cégek részére műszaki dokumentáció készítése és átadása, valamint tudományos berendezések, kísérleti minták, termékek és anyagok megrendelés szerinti kivitelezése;
- műszaki-tudományos szakvélemények kidolgoztatása, berendezések és anyagok vizsgálata, konzultációk lebonyolítása.

"V/O VNESHTECHNIKA"

Cím: Moszkva, Starokoniusshenny per., 6

Telex: 7918 GARANT, telefon: 202-02-60 Távirat: Moszkva Vneshtekhnika

Leányvállalat: Kijev, N. Botanicheskaja ul., 2 Telefon: 24-51-44,

távirat: Kijev Vneshtekhnika

SZERZŐTÁRSAINKHOZ !

Kérjük, hogy a Földtani Közlöny Szerkesztőbizottságához beküldött kéziratokat az alábbiak szerint szíveskedjenek elkészíteni:

1. Minden oldal (az esetleges apróbetűs szedések is) kettes sorközzel, soronként 50 leütéssel, 25 sorral készüljön.
2. A fokozódó papírhány miatt és a hosszú átfutási idő lerövidítése érdekében egy-egy cikk max. *15 szabványoldal* (lásd az 1. pontot) terjedelmű lehet, beleértve a táblázatokat és az idegen nyelvű rezümé szövegét is, ami max. 2—3 gépelt oldal legyen.
3. A cikkhez max. 8—10 ábra tartozhat, a megfelelő feliratokkal és jelmagyarázattal (ez nem számít bele a 2. pontban említett 15 oldalba). Az ábracímeket és a jelmagyarázatokat külön (tehát nem a szövegben!) kérjük. Az ábrák helye a szövegben megjelölendő.
4. Amennyiben fénykép-tábla melléklet szükséges, kérjük, hogy pl. egy ősmaradvány vagy kristály (stb.) csak egy fényképen szerepeljen, a táblák száma sem lehet több 5—8-nál. A fényképek minősége kliséképes kell legyen.
5. A gépelt szövegben a szerző által kívánt kiemeléseket kérjük ceruzával megjelölni, minden más megkülönböztetést (pl. csupa nagybetű stb.) mellőzni kérünk.
6. A Földtani Közlönyben csak olyan cikket közlünk, amelyet megelőzőleg a Társulat fórumán előadtak és megvitattak. Ezt a címhez tartozó lábjegyzetben minden esetben fel kell tüntetni.
7. A lektorok kijelölése a szerkesztőbizottság feladata. Mellékelt lektori véleményt nem veszünk figyelembe.
8. A szerkesztőbizottság csak a fentieknek megfelelő kéziratot fogad el.
9. Kérjük Szerzőtársainkat, szíveskedjenek a közlés céljából kívánt postacímüket (irányítószámmal) megküldeni. Továbbá közölni pontos lakcímüket és személyi számukat, amely adatokra a szerzői díj kiutalásához van szükség.
10. A korrekktúrára visszaküldött levonatokat javítás után kérjük *minden esetben* DR. KASZAP ANDRÁS címére, és nem a Társulat titkárságára eljuttatni, ill. ajánlott küldeményként postára adni (1034 Budapest III. Nagyszombat u. 25. II. 87.).

A kiadásért felelős az Akadémiai Kiadó és Nyomda főigazgatója

Műszaki szerkesztő: Sándor István

A kézirat a nyomdába érkezett: 1986. szeptember 4. — Terjedelem: 11,2 (A/5 ív)
87.15962 Akadémiai Kiadó és Nyomda, Budapest. — Felelős vezető: Hazai György

Ára: 15,— Ft

Előfizetési díj egy évre: 60,— Ft

INDEX: 25 299
ISSN 0015—542X

Felelős szerkesztő:

DANK VIKTOR

Technikai szerkesztő:

MEISEL JÁNOSNÉ

A szerkesztő bizottság tagjai:

BÁLDI TAMÁS, VOGL MÁRIA, KONDA JÓZSEF, KRIVÁN PÁL,
SZÉKYNÉ FUX VILMA, SZILVÁGYI IMRE

*

Terjeszti a Magyar Posta

Előfizethető a hírlapkézbesítő postahivataloknál és a Posta Központi Hírlap Irodánál (PKHI 1900 Budapest V., József nádor tér 1.) közvetlenül vagy postai utalványon, valamint átutalással a PKHI 215-96162 pénzforgalmi jelzőszámra. Előfizetés bejelenthető az Akadémiai Kiadónál (1363 Budapest V., Alkotmány utca 21. Telefon: 111-010).

Példányonként beszerezhető: az Akadémiai Könyvesboltban (1368 Budapest V., Váci utca 22. Telefon: 185-881), a PKHI Hírlapboltjában (1055 Budapest V., Bajcsy-Zsilinszky út 76. Telefon: 116—269) és minden nagyobb árusítóhelyen.

Előfizetési díj egy évre: 60,— Ft

1 szám ára: 15,— Ft

Index szám: 25 299

Külföldön terjeszti a KULTURA Külkereskedelmi Vállalat,
H-1389 Budapest, Pf. 149.



AKADÉMIAI KIADÓ, BUDAPEST